

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

CINQUIÈME SÉRIE

TOME TREIZIÈME

FASCICULE 1-2-3

Feuilles 1-7 — Planches I-V

38 figures dans le texte

PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, VI

COMPTE DE CHÈQUES POSTAUX PARIS, N^o 173-72

Téléph.: DANTON 90-61

1943

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Etablissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux Sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* : ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat.

AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les **Comptes rendus des séances et le Bulletin**.

Le service de la Bibliographie des Sciences géologiques n'est fait qu'aux membres qui envoient 50 fr. par an pour les frais de port et de manutention.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile (cautionnement 300 fr.).

Ils peuvent *acheter* à la Société : 1° avec une remise de 50 %, les Comptes rendus et les Bulletins (260 fr. l'année), la Bibliographie (150 fr. l'année), les **Mémoires de Géologie** (par mémoire) ; 2° avec une rem. de 20 %, les **Mémoires de Paléontologie** (par mémoires séparés), les **Mémoires** (nouvelle série) par souscription au volume (220 fr., étr. 250) ou par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann. Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

CONDITIONS D'ADMISSION

Être présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

A défaut de deux parrains, adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

Cotisation : 150 francs par an.

Membres à vie : 3.000 francs.

Membres à perpétuité : 5.000 fr.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

TYRRHÉNIEN ET FLANDRIEN DU LITTORAL TOULONNAIS ET DES ÎLES D'HYÈRES

PAR H. Parent¹.

J'ai exposé en 1928² les raisons qui m'ont fait classer les grès quaternaires du littoral toulonnais et des îles d'Hyères à la fin du Quaternaire moyen ou dans le Quaternaire récent = Flandrien; je les résume ci après : un mémoire publié quelques années auparavant³ attribuait une origine marine à l'ensemble des grès et interprétait comme terrasse marine leur sommet à la hauteur de + 30 à 35 m, terrasse rangée de ce fait dans le Tyrrhénien ; j'ai rectifié cette erreur en signalant la présence de mollusques pulmonés du genre *Helix* au sein des grès de la Pointe du Tuf de l'île de Port-Cros, au début d'une formation dunaire qui atteint en ce point environ 30 m d'épaisseur, la formation marine n'occupant à la base que quelques mètres de l'ensemble. De nouvelles recherches m'ont fait découvrir⁴, dans la partie moyenne des strates gréseuses de la Pointe du Tuf, des ossements d'un Ovidé, paraissant appartenir au genre *Mouflon*, confirmant ainsi l'origine éolienne de l'important ensemble des grès supérieurs ; ceux-ci ont d'ailleurs été classés définitivement⁵ comme *dunes consolidées*. La faible altitude du sommet de la formation marine : — 0 à + quelques mètres, sur laquelle repose l'appareil dunaire, aussi bien sur la côte toulonnaise qu'aux îles d'Hyères, m'a fait attribuer à la terrasse marine correspondante l'âge Flandrien.

1. Note présentée à la séance du 1^{er} février 1943.

2. H. PARENT. Une formation éolienne fossilifère à Port-Cros (Îles d'Hyères). *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), t. XXVIII, 1928, p. 391.

H. PARENT. Sur la présence en Provence de nombreux témoins d'une ligne de rivage + 6 m. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. LIV, p. 131-137, 1929.

3. L. LÉGER et F. BLANCHET. Sur l'existence de plages fossiles aux îles d'Hyères. *Travaux du Lab. de l'Univ. de Grenoble*, t. XII, 1927.

4. H. PARENT. Les grès éoliens de l'île de Port-Cros. *Ann. Soc. Hist. Nat. de Toulon*, 1931.

5. Notice explicative de la Carte géologique au 1/50.000^e, feuille de Porquerolles. G. DENIZOT. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. V, 1935, p. 568.

Dans une étude récente, Georges Denizot¹ nous fait connaître que les deux lignes de rivage du Quaternaire moyen, respectivement voisines de + 30 et + 15 m, ne sont pas séparées par une grande oscillation négative et que le Monastirien correspond à un temps d'arrêt de la mer vers + 15 m au cours de la régression consécutive à la première ligne de rivage établie à + 30 m : Tyrrhénien. Le Monastirien doit donc, suivant G. Denizot, être considéré « comme un événement secondaire durant la période tyrrhénienne ».

On sait d'autre part que des mouvements épirogéniques ont provoqué, après l'époque tyrrhénienne-monastirienne, l'affaissement de la côte provençale de la baie de Nice au Rhône²; la diminution de hauteur des lignes de rivage de cette région, consécutive à cet affaissement, doit faire classer, d'après G. Denizot, les grès marins et éoliens du littoral toulonnais et des îles, abaissés vers le niveau actuel de la mer, dans le Tyrrhénien-Monastirien³.

Si le classement de certains dépôts quaternaires, comme ceux des îles d'Hyères, de Sauviou, de Bandol, dans le Tyrrhénien-Monastirien, doit être admis, il ne peut convenir à tous les affleurements de la côte provençale, puisque au cours de recherches récentes j'ai découvert dans la baie de la Ciotat, au dessous de la formation gréseuse de la Madrague de Saint-Cyr des ossements des genres *Spermophilus* et *Lagomys*⁴, attestant l'âge récent des grès de Saint-Cyr et la confirmation de leur attribution au *Flandrien*.

Les grès quaternaires de la côte toulonnaise et des îles d'Hyères appartiendraient donc à deux époques différentes, certains dateraient du Quaternaire moyen = Tyrrhénien, d'autres de la fin du Quaternaire moyen ou du Quaternaire récent = Flandrien. Les lignes de rivage de ces deux termes occuperaient des hauteurs rapprochées, par suite de l'effondrement régional survenu entre les deux formations; l'affaissement de la côte serait antérieur à la régression préflandrienne ou correspondrait à celle-ci; la transgression flandrienne, faisant suite à cette grande oscillation négative, serait venue établir la ligne de

1. G. DENIZOT. Observations sur le Quaternaire moyen de la Méditerranée occidentale et sur la signification du terme de Monastirien. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. V, 1935, p. 559-574.

2. L. LUTAUD. Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Revue de Géographie*, t. XII, fasc. 1, 1924.

3. G. DENIZOT. *Op. cit.*, p. 569.

4. H. PARENT. *Spermophilus* et *Lagomys* dans le Pléistocène supérieur de Provence. *C. R. somm. S. G. F.*, 1942, n° 16.

rivage conservée à + 5 à 6 m à un niveau peu éloigné de la ligne de rivage tyrrhénienne de + 17 à 18 m, abaissée *graduellement* de l'E à l'W, des Alpes au Rhône, et *très rapidement* du N au S, entre le continent et les îles d'Hyères.

TYRRHÉNIEN. — Cette ligne signalée¹ à Villefranche et à Saint-Hospice à + 17 — 18 m, passe vers Antibes à + 15 — 16 m, sur la côte de l'Estérel à + 14 m, sur la côte des Maures à + 12 m, mais la hauteur + 10 — 12 m fixée pour ce niveau sur le littoral toulonnais et aux îles d'Hyères n'est pas exacte : l'altitude du sommet marin du Tyrrhénien y est bien moindre que celle qui a été admise ; je lui ai moi-même assigné en 1929 une hauteur trop grande.

On se trouve en réalité, dans le Tyrrhénien des îles et du littoral situé à l'W de Toulon, en présence de plages fossiles partiellement *submergées*. On peut même admettre que les quelques témoins conservés de cette ligne de rivage sont des parties hautes (principalement des dunes consolidées) qui appartiennent à un ensemble effondré sous la mer, constituant *une plage sous-marine*.

Pour en avoir la preuve, examinons la position des différentes terrasses marines de cette époque :

A Port-Cros (Pointe du Tuf) le sommet du Tyrrhénien peut être établi aisément, grâce au banc à *Helix* situé à la base de l'important appareil dunaire superposé au grès marin ; il est à l'altitude de + 4 m à l'E de la Pointe du Tuf, mais *les bancs sont fortement inclinés* et par suite de leur plongement vers le S, le sommet descend de ce côté à un niveau inférieur à 0 et s'enfonce profondément dans la mer.

Il en est de même à l'île du Levant (Anse des Grottes), où la plage, d'abord sous-marine, se relève vers l'E à quelques mètres au-dessus de la mer actuelle.

Même observation pour Porquerolles.

A Sauviou (baie de Sanary) le grès tyrrhénien de + 17 — 18 m est, de même qu'à Port-Cros, *disposé en bancs inclinés* et plongeant dans la mer ; le sommet marin réel y est invisible, repris par des actions éoliennes importantes, mais il est très bas et on peut lui fixer + 3 m au maximum dans la partie relevée à l'E et — 0 à l'W dans la partie immergée.

Même observation pour le conglomérat et les grès à Corallines de Bandol, dont le sommet est vers + 4 mètres.

1. G. DENIZOT. *Op. cit.*, p. 568.

En résumé, l'abaissement du niveau Tyrrhénien-Monastirien, assez lent de l'E vers l'W, est au contraire *très rapide* entre les rivages les plus méridionaux de la côte provençale et les îles situées au midi. *L'affaissement de la région à cette époque est surtout marqué en direction sud* : de $+ 10$ à 12 m du massif des Maures situé en face des îles, à $- 0$ à Port-Cros.

FLANDRIEN. — Au contraire les autres grès quaternaires étudiés et attribués au Flandrien¹ sont disposés *horizontalement*, avec leur base établie au-dessus du niveau actuel de la mer et leur sommet uniformément situé vers $+ 5$ à 6 m, aussi bien à Saint-Elme, dans l'anse des Sablettes-Toulon, qu'à la Garonne, dans la grande Rade, à Torœntum et à la Madrague de Saint-Cyr, dans la baie de la Ciotat.

D'un côté, la ligne de rivage tyrrhénienne-monastirienne, qui nous est conservée, oscille entre $- 0$ et $+$ quelques mètres, mais elle est inférieure au 0 actuel dans l'ensemble submergé, de l'autre, la ligne de rivage flandrienne est invariablement fixe vers $+ 5$ à 6 mètres.

D'autre part, d'importantes différences dans la nature et la composition des grès tyrrhéniens et flandriens peuvent être constatées :

Les premiers (Port-Cros, Levant, Porquerolles, Sauviou, Bandol) sont disposés en bancs régulièrement *stratifiés*; ils sont *cohérents*, souvent d'une grande dureté²; ils possèdent un important *conglomérat* de base.

Les seconds, *non stratifiés*, constituent une masse *peu cohérente*, souvent tendre et très poreuse; le conglomérat de base est *absent* ou de faible importance (Saint-Elme, la Garonne, emplacement de Torœntum, Madrague de Saint-Cyr).

D'autres indications nous sont données pour distinguer les deux termes :

1° La situation des masses gréseuses par rapport aux roches qui les supportent.

A. — On peut constater que les grès tyrrhéniens reposent *directement* sur un substratum ancien : schistes sériciteux aux îles d'Hyères, permien à Sauviou, jurassique à Bandol.

B. — Au contraire un important cailloutis surmonté d'une couche de limon calcaire *sépare* le grès flandrien du Permien sous-jacent à Saint-Elme; à la Madrague de Saint-Cyr le grès

1. H. PARENT. *Op. cit.* Ann. Soc. géol. du Nord, 1929.

2. Ces grès ont été exploités au XVII^e siècle pour la construction des forts et batteries des îles, spécialement pour les *saillants*.

flandrien est *superposé* à une masse de limon très argileux contenant de nombreux lits de galets fluviaux, masse visible à partir de la mer.

2° La situation des grès par rapport aux alluvions qui les recouvrent.

A. — L'importance des alluvions qui recouvrent le grès tyrrhénien est remarquable en certains gisements : A Sauviou, une masse puissante de graviers, suivie d'épais limons exploités à la Coudourière (limons à *Cervus*), *surmonte* la formation dunaire gréseuse. Des silex taillés ont été trouvés à la base des limons de la Coudourière, immédiatement au-dessus de l'épais cailloutis, et conservés par M. Charles Millou, habitant Sauviou ; ils sont nettement *moustériens*, ainsi que j'ai pu le constater dans sa collection.

A Porquerolles, des graviers et des sables grossiers, atteignant au Langoustier une épaisseur de 5 à 6 m, *recouvrent* des lits de grès tyrrhéniens remaniés un peu au-dessus des grès en place.

B. — A l'encontre de ce qui existe au-dessus du grès tyrrhénien, *aucun dépôt n'est superposé* au grès flandrien.

D'une part, le grès tyrrhénien est *surmonté* par des couches épaisses de graviers et de limons, d'autre part, le grès flandrien *surmonte* ces mêmes alluvions.

SUR LA STRUCTURE DU MASSIF DU MAUBERMÉ, DANS LES PYRÉNÉES ARIÉGEOISES

PAR J. Durand ET E. Raguin¹.

Le massif du Maubermé se trouve à la frontière espagnole au-dessus des sources du Lez, affluent du Salat. Il appartient à la ligne de partage des eaux entre le Val d'Aran au Sud et les vallées tributaires de Saint-Girons au Nord, et il est situé dans la partie la plus large de la zone primaire axiale des Pyrénées. Sa structure est faite de terrains paléozoïques plissés, comme celle de tous les chaînons du voisinage en dehors des massifs dont les batholites granitiques forment l'ossature.

Tandis que les terrains paléozoïques, généralement schisteux ou gréseux sauf le puissant intermède calcaire du Dévonien, forment habituellement dans la région de longs alignements dus aux plissements et parallèles à l'axe de la chaîne, le soubassement septentrional du Maubermé présente un épais banc de calcaire massif, dessinant un affleurement bizarrement contourné, intercalé dans les schistes faiblement inclinés (fig. 1). C'est le *calcaire du Bentaillou*, nommé ainsi du lieu-dit où il est métallifère (mines de blende et galène de Sentein). Il se relie directement par le Port d'Urets sur la frontière à l'assise calcaire qui forme un alignement de quelques kilomètres entre les étangs du Liat et le Cap de Guerri dans le Nord du Val d'Aran. L'existence et la disposition du calcaire du Bentaillou pose le problème de la structure du Maubermé.

Léon Bertrand, dans son mémoire de 1907², considère ce calcaire comme du Dévonien, régulièrement superposé à la série de l'Ordovicien et du Gothlandien et supportant par une surface de charriage de faible inclinaison une seconde série paléozoïque. Celle-ci débute à l'Ordovicien et s'élève jusqu'au Dévonien. La nappe de charriage est poussée du Nord au Sud et l'ensemble des deux unités tectoniques est affecté de plissements sans doute postérieurs, légèrement déversés vers le Nord. Il a donné une

1. Note présentée à la séance du 1^{er} février 1943.

2. L. BERTRAND. Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées Orientales et Centrales. *Bull. Serv. Carte géol. France*, XVII, 1906-07, pp. 365-547.

coupe synthétisant cette conception. Les tracés de la feuille de Bagnères au 80.000^e, 1^{re} édition, lui sont également conformes.

M. Dalloni¹ admet l'âge dévonien du calcaire du Cap de Guerri, mais insiste, après Caralp, sur son métamorphisme, bien visible notamment sur le chemin du Port de la Hourquette.

J. Durand², s'appuyant sur l'aspect normal du contact supérieur des calcaires, particulièrement aux mines du Bentaillou, sur l'absence de vrais schistes carburés à faciès gothlandien sous les calcaires, sur le contraste entre le calcaire du Bentaillou, massif et cristallin, et le Dévonien authentique de la Montagne des Ourdouas, estime qu'il s'agit d'une formation calcaire intercalée normalement dans les phyllades ante-gothlandiens, comme cela se présente en d'autres points des Pyrénées. La conséquence est qu'il n'y a pas de charriage, mais un simple plissement, point trop accentué, d'une série normale.

Dans une note récente³, Léon Bertrand revient sur la question, sans apporter toutefois d'observations nouvelles.

La révision de la carte géologique (Feuille de Bagnères) nous a conduits à reprendre l'étude de la structure du massif, par la nécessité de choisir entre les deux interprétations ci-dessus. Léon Bertrand écrivait en 1907 : « De nouvelles études de détail seront encore nécessaires pour ces régions élevées, où j'ai été, presque à chaque ascension, empêché d'observer par suite des brouillards si épais qui sont fréquents dans ces hautes régions pyrénéennes. » Ce sont de telles observations plus détaillées que nous nous sommes efforcés de faire, tant sur le versant sud que sur le versant nord, en utilisant l'hospitalité des mines de Sentein à la Cantine du Bentaillou et les possibilités nouvelles offertes par les sentiers créés pour l'aménagement hydroélectrique du Haut-Lez. La description des lieux peut se suivre sur la carte de la figure 1, qui précise et corrige les tracés de la feuille de Bagnères, 1^{re} édition.

DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS.

La profonde érosion de la haute vallée du Lez entre l'Étang du Bentaillou et La Plagne détermine une vaste boutonnière

1. M. DALLONI. Étude géologique des Pyrénées Catalanes. *Annales Faculté Sciences Marseille*, XXVI, fasc. 3, 1930, 373 pp.

2. J. DURAND. Remarques sur quelques formations de calcaires anciens dans les Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), V, 1935, pp. 222-3.

3. L. BERTRAND. Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. France*, XLII, 1940, pp. 205-282.

d'érosion sous l'assise calcaire et met en évidence de part et d'autre sur plusieurs kilomètres les affleurements de cette assise : la différence d'altitude entre le fond de la vallée et le sommet du Maubermé, à 3 km de distance horizontale, est en effet de 2.000 m. Nous examinerons successivement l'assise calcaire au Nord et au Sud de la boutonnière du Lez et finalement sa réapparition au versant sud des crêtes frontières.

Versant nord du Lez. — Le calcaire commence lenticulairement au milieu des phyllades peu en amont de La Plagne et en contre-haut. Il se suit vers l'Ouest en s'élevant progressivement et en s'épaississant jusqu'à plus de 100 m de puissance et il conserve un pendage modéré (20 à 40°) vers le Nord. Presque tout du long, sur ce versant, le contact supérieur du calcaire est métallifère et comporte des amas importants de blende et galène. Les travaux des mines de Sentein sont situés auprès du lieu-dit Cantine du Bentaillou de la carte au 80.000^e.

Au thalweg, en aval de la Plagne, les phyllades ordoviciens comprennent des quartzites noirâtres peu phylliteux et des bancs de petit poudingue à éléments quartzeux. Conformément à la montée axiale vers l'Ouest, ces assises prolongent le banc calcaire qui commence lenticulairement 1 km plus à l'Ouest en contre-haut. La liaison du calcaire et du poudingue est corroborée par l'observation relatée ci-dessous auprès du vallon du Tartéro.

En plusieurs points du chemin muletier allant de La Plagne à la Cantine du Bentaillou, il est facile d'observer le banc calcaire et ses contacts. Le calcaire repose sur des phyllades très durs, généralement peu fissiles, tantôt gris verdâtre assez clair, tantôt gris foncé ou noirâtre. Cependant ceux-ci n'ont pas le faciès schisteux et ampéliteux des schistes noirs gothlandiens, faciès si constant et caractéristique de la Serre d'Araing au Bocard sur la vallée du Lez, comme aussi au Sud du Cap de Guerri sur le versant espagnol. Un fait à souligner est que les phyllades superposés au calcaire sont pratiquement indistinguables des phyllades sous-jacents. Les uns et les autres sont siliceux et durs. Les phyllades supérieurs forment une corniche régulière au-dessus du banc calcaire et supportent, normalement selon toute apparence, la puissante assise des schistes noirs ampéliteux gothlandiens.

Le calcaire est généralement marmoréen. Sa coloration est répartie en fines zones alternantes blanches et grises, capricieusement plissotées ou contournées en véritables arabesques à l'échelle de quelques centimètres ou quelques mètres. La régularité des bancs n'en est d'ailleurs guère troublée : il s'agit sans

doute d'un phénomène de métamorphisme ayant donné lieu à une migration chimique au sein du marbre. Ce métamorphisme



Fig. 1. — Carte géologique sommaire du massif du Maubermé.

En noir : calcaire du Bentaillou. En blanc : phyllades siluriens. Figuré en sss : schistes carbonés gothlandiens. Les numéros désignent les coupes de la figure 2.
B : cantine du Bentaillou, C : Pic de Coumèngé, L : Mail de Louzès, G : Cap de Guerri, M : Maubermé, MB : May de Bulard, P : La Plagne.

est corroboré par l'existence de revêtements de mica çà et là, le long des fissures du marbre. Il s'agit d'un « métamorphisme

général », car nous n'avons trouvé nulle part de roche éruptive. Parfois le marbre devient blanc ou passe à une dolomie saccharoïde, éventuellement pulvérulente. Ailleurs il renferme des lentilles étirées de quelques décimètres à quelques mètres, ou des bancs boudinés d'une dolomie brune ou ocreuse. Quelquefois enfin des lits quartziteux où des feuilletts schisteux discontinus alternent avec les lits calcaires. Dans le premier cas on a des « calcaires à zones siliceuses », dont l'épaisseur des lits individuels est de quelques centimètres.

On constate, à l'occasion, un décollement local, une certaine dysharmonie entre le banc calcaire et les assises de phyllades qui l'encadrent. Mais le plus souvent, ce contact est « régulier et tranquille, sans écrasement ni brouillage¹ ». On observe très bien, par exemple, à une entrée de galerie de mine au contact supérieur du calcaire peu à l'Ouest de la Cantine, le passage aux phyllades annoncé dans le marbre par quelques alternances de minces lits schisteux. Une indentation de l'affleurement du contact supérieur, à la Cantine même, paraît due non à un repli, mais à un effilochage lenticulaire du calcaire dans les phyllades, conformément à la structure lenticulaire de l'assise calcaire sur laquelle nous reviendrons ci-dessous.

Immédiatement au-dessus du banc de phyllades qui surmonte le calcaire et forme cuesta, reposent des masses puissantes de schistes ampéliteux gothlandiens. Ceux-ci sont noirs, tendres, souvent imprégnés de pyrite ou limonite. Leur aspect s'oppose de façon frappante à celui des phyllades ordoviciens, même quand ceux-ci sont noirs. A la Serre d'Araing les ampélites gothlandiennes sont maclifères. Le Gothlandien, faiblement incliné vers le Nord, supporte à son tour les calcaires dévonien de la Montagne des Ourdouas. Ceux-ci débutent par des calcaires gris foncé à patine claire, couleur fumée ou rousse, alternant par petits bancs avec des schistes. Ils sont fossilifères sur l'arête au Sud du sommet de la Serre d'Araing et contiennent des Encrines et de mauvais moules de gastéropodes et de bivalves. Ensuite vient une assise schisteuse assez sombre ; puis des calcaires gris noir à pellicules schisteuses discontinues (Montagne des Cots). Ils sont en bancs assez massifs et à patine claire. L'ensemble de ce Dévonien est épais de plus de 100 m. On n'y voit pas de marbres blancs ou zonés, comme dans le calcaire du Bentaillou, ni d'indices de métamorphisme.

1. J. DURAND. *Loc. cit.*

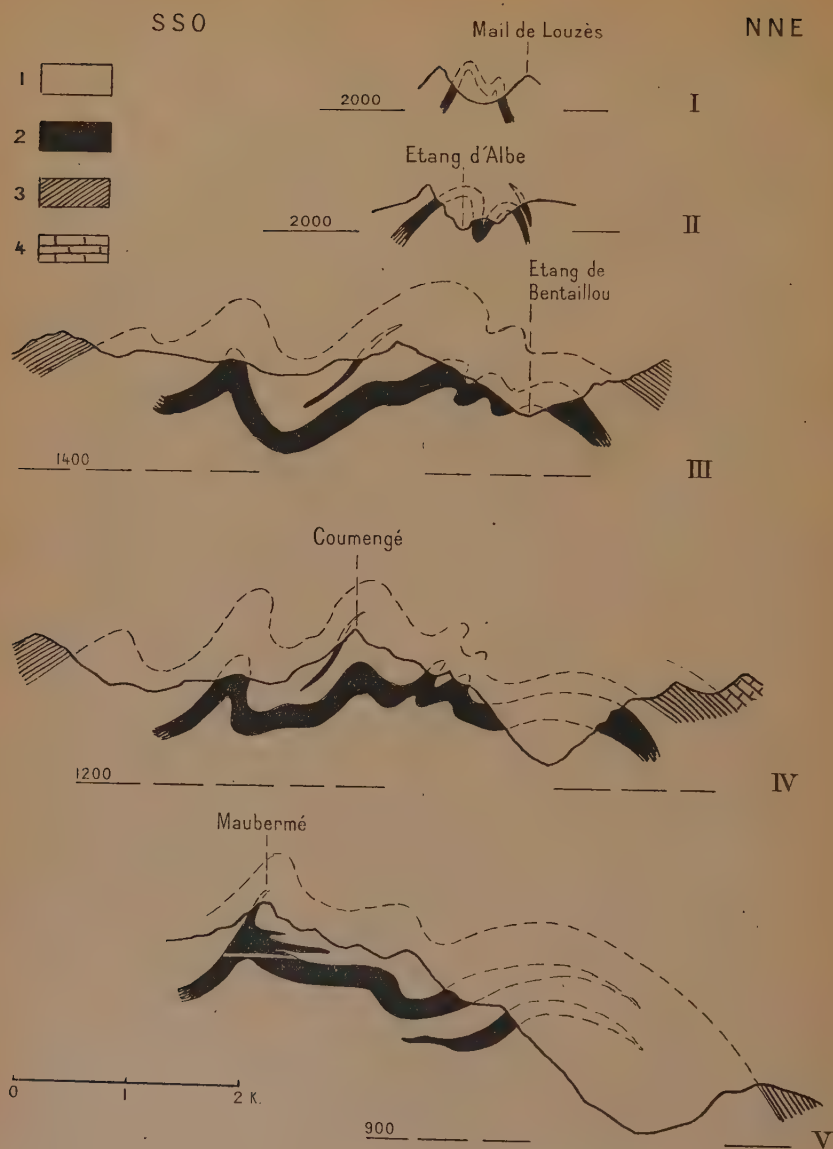


FIG. 2. — Coupes à travers la chaîne du Maubermé.

L'emplacement des coupes est indiqué sur la figure 1.

1 : Phyllades. 2 : Calcaire du Bentaillou. 3 : Schistes carbonés gothlandiens. 4. Dévonien.

Versant sud du Lez, du Mail de Louzès au Port d'Urets. —

C'est là que l'assise calcaire présente son plus beau développement, tout le long des escarpements de la chaîne frontière. Il est possible de la suivre pas à pas, grâce au nouveau sentier taillé en corniche pour les besoins de l'aménagement hydroélectrique du Haut-Lez, sentier jalonnant à peu près la ligne de niveau 2.000 et permettant d'aller de l'Étang du Bentaillou au chemin du Port d'Urets, où il aboutit à l'Est du Pic de Past.

Sous le Pic de Coumengé l'assise calcaire atteint plusieurs centaines de mètres de puissance et est affectée, ainsi que les phyllades qui l'encadrent, par des plis à axe Est-Ouest bien dessinés dans le paysage et reproduits sur la coupe IV de la figure 2. Dans tout ce domaine, du Mail de Louzès au Port d'Urets, le calcaire a fréquemment une structure lenticulaire en grand, soit du fait de ramifications latérales effilochées dans les phyllades, soit par l'apparition de grandes lentilles satellites du banc principal et bientôt coincées à zéro dans les phyllades.

Si nous partons de l'Ouest, le calcaire se développe avec faible inclinaison au Nord de l'Étang d'Albe, comme auprès de celui du Bentaillou. Mais les terrains sont plissés, étant en prolongement axial des plis du Coumengé, et prennent brusquement des pendages verticaux le long de la paroi du Mail de Louzès. Ainsi redressé et réduit à quelques mètres d'épaisseur, le prolongement du calcaire principal franchit le petit col entre Mail de Louzès et Canéja et se termine lenticulairement quelques centaines de mètres en contre-bas sous le Pic de Crabère. Un peu plus au Sud deux lentilles calcaires de quelques mètres de puissance sont noyées dans les phyllades des escarpements du Pour-tillon d'Albe ; elles s'égrènent sur quelques centaines de mètres jalonnant un second alignement calcaire qui paraît représenter le flanc sud de l'anticlinal de l'Étang d'Albe (première coupe de la figure 2). Ainsi vers sa terminaison occidentale l'assise calcaire se trouve fort réduite en importance avant de finir à zéro. Une terminaison lenticulaire s'observe également dans la paroi nord-occidentale de la Pyramide de Serre et une autre à l'Est du Mail de Louzès. Dans toute cette région de l'Étang d'Albe et du Mail de Louzès, où l'on voit facilement en beaucoup de points des contacts calcaires-phyllades, il n'y a pas de schistes carbonés analogues au Gothlandien typique contre le calcaire. La plupart des phyllades sont verdâtres et identiques de part et d'autre du calcaire. Certains grès schisteux noirâtres de la pente sud-ouest du Mail de Louzès sont finement tachetés et maclifères :

ils accusent ainsi le métamorphisme que toute la série silurienne a subi dans la région.

Plus à l'Est l'assise calcaire prend un beau développement dans les contreforts nord du Coumengé, où elle est affectée de plis fort nets (fig. 2). Le sentier montant au Port de la Hourquette permet de l'étudier. A la paroi est de la Pyramide de Serre des arabesques sont dessinées dans le calcaire ; elles paraissent indépendantes des plissements, ainsi qu'il a déjà été indiqué.

L'assise calcaire se suit avec continuité vers l'Est et passe à la Fontaine d'Arдан (Fontaine d'Artigenac de la Carte). Là elle se dédouble de part et d'autre du Pic de Past. Le banc inférieur présente des terminaisons lenticulaires ou effilochées. Le banc supérieur prend un grand développement dans le cirque accédant au Port d'Urets. S'élevant d'abord peu à peu sous les phyllades des crêtes à l'Ouest et à l'Est du chemin du Port, il se redresse au Port et se relie directement au banc qui longe la paroi sud du Maubermé et qui n'est autre que le banc calcaire du Cap de Guerri en Espagne. A l'Ouest et à l'Est du col, il présente des digitations lenticulaires effilochées dans les parois. La plus longue et la plus importante va finir en contre-bas 3 km au Nord, au-dessus de La Plagne dans la paroi est.

D'une façon générale, le calcaire présente les mêmes faciès qu'au versant nord du Lez. Au Port d'Urets son métamorphisme s'accuse par des cristallisations de trémolite développées parfois dans la roche. Ici, pas plus qu'ailleurs, nous n'avons trouvé de roches éruptives. Sur le sentier en corniche, peu à l'Est de la traversée du ravin du Tartéro, les quartzites contigus au calcaire passent à un poudingue, dont les galets de quartz et quartzite atteignent plusieurs centimètres. Ce poudingue alterne par petits lits avec le calcaire auquel il est intimement associé.

Versant espagnol. — Franchissant du Nord au Sud le Port de la Hourquette, on a laissé derrière soi les calcaires du Coumengé qui s'enfoncent sous les phyllades de la crête frontière. On retrouve immédiatement au Sud du Port une lentille calcaire redressée et à pendage sud, longue de près de 1 km et insérée au milieu des phyllades. On observe de là, parfaitement continue, l'assise calcaire du Cap de Guerri et il est possible de la suivre le long des contreforts méridionaux du Maubermé jusqu'au Port d'Urets. Le calcaire présente les mêmes faciès qu'au versant français : marbres zonés blancs et gris foncé, lits de calcaires roux dolomitiques souvent frangonnés, caleschistes et calcaires à zones siliceuses.

Les phyllades présentent assez souvent, contre les calcaires ou ailleurs, le faciès noir et dur dont il a été question. Ils sont quelquefois « tachetés », accusant ainsi leur métamorphisme, par exemple aux abords du Maubermé. Mais ils ne ressemblent pas aux schistes ampéliteux gothlandiens, tendres et fissiles, qui apparaissent au contraire bien typiques à 1 ou 2 km plus au Sud au Pic de Los Armeros, et qui supportent régulièrement les calcschistes et calcaires bien lités du Dévonien. Les circonstances sont identiques à ce que nous avons trouvé au Nord, à la Serre d'Araing et à la Montagne des Ourdouas. On peut aussi observer les ampélites gothlandiennes peu au Sud du Pic de Villenave ; elles sont maclifères comme à la Serre d'Araing. Par contre à la May de Bulard, nous n'avons pas trouvé de schistes ampéliteux, contrairement à l'indication de la Feuille de Bagnères, 1^{re} édition, mais toujours les mêmes phyllades variés, parfois quartziteux et sombres. Ils renferment sur la crête, peu à l'Est du sommet, une lame épaisse de quelques mètres de calcaires à zones siliceuses. Elle domine de peu d'anciennes mines de blende, situées immédiatement en contre-bas au Nord.

STRUCTURE DU MASSIF.

Les coupes ci-jointes schématisent la structure du massif. Le passage de l'assise calcaire sous la chaîne frontière Maubermé-Coumengé-Pyramide de Serre, ressort de l'observation au chemin du Port d'Urets (coupe V) où la position du calcaire est évidente. Il s'appuie aussi sur un argument hydrologique : le débit remarquable de la Fontaine d'Ardan explicable seulement, d'après M. Darnet directeur des mines de Sentein, par une circulation karstique dans le calcaire, approvisionnée par les eaux des étangs du Liat et franchissant par des tunnels naturels la chaîne frontière. Les phénomènes karstiques sont d'ailleurs fort développés dans le calcaire du Bentaillou ; la célèbre grotte de la Cigalière, alimentée peu en aval de l'Étang d'Albe avant l'aménagement hydroélectrique, en témoigne.

On observera, sur les coupes, les lentilles calcaires disjointes du banc principal : au Pic de Past, au Coumengé, au Nord de l'Étang d'Albe. Il n'a pas paru possible de les attribuer à des replis locaux aigus. Nous les considérons comme des intercalations stratigraphiques, initialement séparées du banc principal. Il en est de même au Port d'Urets, où ces intercalations lenticulaires sont bien visibles dans les escarpements du Maubermé et du Pic de Villenave.

CONCLUSION.

Les observations nouvelles, dont il est fait état dans la présente étude, concernent principalement l'opposition de faciès entre le calcaire du Bentaillou-Cap de Guerri et le calcaire dévonien certain, ainsi que l'opposition entre les phyllades noirs parfois associés au calcaire du Bentaillou et les schistes gothlandiens. Elles concernent également le mode de gisement de ces calcaires dans les phyllades, qui s'est révélé lenticulaire et récurrent. Enfin les tracés de l'assise calcaire ont été modifiés et précisés.

Deux hypothèses se trouvent en présence.

La première attribue le calcaire du Bentaillou et du Cap de Guerri au Dévonien, ce qui implique une nappe de charriage d'une extension considérable et d'ailleurs impossible à préciser. En effet la surface de charriage supposée se perd dans les schistes ordoviciens, là où le calcaire se lamine au sein de ces schistes, c'est-à-dire aussi bien au Nord du côté des racines supposées, qu'à l'Ouest au Mail de Louzès, ou à l'Est à la May de Bulard. La vaste dépression du Haut-Lez serait dans cette hypothèse pas une *boutonnière* d'érosion, mais une *fenêtre* tectonique.

La seconde hypothèse considère le calcaire comme une intercalation stratigraphique normale dans les phyllades ordoviciens, intercalation d'allure lenticulaire et pouvant se disjoindre en plusieurs bancs superposés. La tectonique qui en résulte est plus simple et se borne au système de plis bien réglés, habituels dans les terrains primaires de la zone axiale pyrénéenne.

En l'absence de fossiles datant ce calcaire, il n'est pas possible de choisir d'une façon absolument certaine entre ces deux hypothèses. La seconde cependant apparaît beaucoup plus vraisemblable en comparant les arguments suivants.

Arguments en faveur de l'intercalation stratigraphique normale du calcaire. — 1. Le faciès du calcaire du Bentaillou-Cap de Guerri est fort différent de celui des calcaires dévoniens voisins au Nord et au Sud.

2. Les phyllades noirs, luisants ou quartziteux, qui accompagnent parfois le calcaire du Bentaillou et qui ont été attribués au Gothlandien par L. Bertrand, sont très différents des schistes ampéliteux typiques du Gothlandien certain tout proche au Nord et au Sud.

3. L'association du calcaire du Bentaillou avec un poudingue

quartzeux est analogue à ce qu'on observe dans l'Ordovicien supérieur des Pyrénées Catalanes ¹.

4. Les contacts du calcaire et des phyllades sont le plus souvent tranquilles et réguliers. Par exemple, la corniche de phyllades superposée au calcaire au Nord de la boutonnière a une allure de régularité frappante. L'interstratification du calcaire dans les phyllades, quoique présentant souvent des terminaisons lenticulaires, a un aspect normal, les phyllades inférieurs et supérieurs au calcaire étant souvent identiques. Enfin l'existence de plusieurs niveaux calcaires, superposés au sein des phyllades, empêche en plusieurs points de localiser une surface de discontinuité déterminée, interprétable comme surface de charriage.

Arguments en faveur du charriage. — 1. L'épaisseur considérable de l'assise calcaire du Bentaillou, son homogénéité et son extension ne sont pas habituelles pour les intercalations calcaires du Silurien pyrénéen. Elles sont plutôt à l'échelle de l'assise dévonienne.

2. Le métamorphisme général de ce calcaire de la « fenêtre » pourrait expliquer sa différence d'aspect avec les calcaires dévoniens de l'unité tectonique supérieure charriée par dessus, ces derniers n'étant pas métamorphiques du fait de leur position tectonique moins profonde. Néanmoins on a vu que le Gothlandien de l'unité supérieure est atteint par le métamorphisme.

3. Argument dans le même sens est fourni par les dysharmonies entre les assises superposées, par la variation très marquée d'épaisseur des phyllades intercalés entre le calcaire du Bentaillou et les ampélites gothlandiennes. Cette variation ressort des coupes ci-jointes. Cependant ces dysharmonies peuvent s'expliquer, semble-t-il, par le simple plissement de la puissante série schisteuse renfermant des assises hétérogènes calcaires ou quartzites.

En définitive il nous semble que, dans l'état actuel de la question, les arguments pour l'interstratification normale du calcaire du Bentaillou dans l'Ordovicien, arguments présentés déjà par l'un de nous en 1933, ont plus de poids que ceux en faveur du charriage.

1. M. DALLONI. *Loc. cit.*

NOTES PALÉONTOLOGIQUES
SUR LE TONNELET DES TOURBIÈRES
(*AMPHITREMA FLAVUM* ARCHER)

PAR **Georges Dubois** ET M^{me} **Camille Dubois**¹.

§ 1. INTRODUCTION.

Ces notes seront une contribution à la connaissance des Rhizopodes dulcicoles du Quaternaire postglaciaire, microfossiles qui attirent peu l'attention en général, mais qu'avait pourtant remarqués Ehrenberg² dans divers sédiments et dont la répartition stratigraphique fit l'objet des préoccupations de Lagerheim³.

§ 2. LE TONNELET DES TOURBIÈRES.

Les paléobotanistes et géologues micrographiant les tourbes, y ont observé un microorganisme dont la nature fut parfois méconnue. On en fit, par exemple, une coque d'œuf d'Hirudiné *Nephelelis* (= *Herpobdella*,⁴. Son aspect le fit nommer *Hochmoortönnchen* que nous traduisons *Tonnelet des Tourbières*. Nous aurions pu préciser *Tonnelet des sagnes*, en attribuant au mot *sagne*, à la suite de géographes et botanistes⁵, la signification scientifique précise de tourbière bombée, élevée ou haute, « High-moor », « Hochmoor », engendrée surtout par le sphagnéton. Mais l'organisme se montre aussi dans les tourbières plates ou basses.

1. Note présentée à la séance du 1^{er} février 1943.

2. C. G. EHRENBURG. Mikrogeologie. Das Erden und Felsen schaffende Wirken des unsichtbar kleinen selbständigen Lebens auf der Erde. Leipzig, 1854, xxviii + 374 + 88 p., Atlas, 31 p. + 40 pl.

3. G. LAGERHEIM. Om lämningar af Rhizopoder, Heliozoer och Tintinnider i Sveriges och Finlands lakustrina kvartärafflagringar. *Geol. Fören. Stockh. Förhandl.*, Stockholm, Bd. 23, 1901, p. 469-520, 6 fig.

4. A la suite de C. A. WEBER semble-t-il, par : J. FRÜH et C. SCHRÖTER. Die Moore der Schweiz. *Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser.*, Bern, 3. Lief., 1904, p. 180, pl. II, fig. 10.

5. R. CHODAT. La Biologie des plantes. I, Les plantes aquatiques. Genève-Paris, 1917, p. 207.

E. DE MARTONNE. Traité de Géographie physique. Paris, 5^e édit., t. III, Biogéographie (avec la coll. de A. CHEVALIER et L. CUÉNOT), 1922, p. 1199.

P. CHOUARD. Documents cartographiques sur les tourbières actuelles et préhistoriques de France. *C. R. Congr. Intern. Géogr.*, Paris, 1931, t. 2, fasc. 2, 1933, pl. VII, carte V, 3.

On a chance de l'observer en étudiant toutes tourbes issues de Sphaignes pures ou même parfois mélangées d'autres Mousses, voire de diverses plantes vasculaires telles que Scheuchzéries¹, Linaigrettes, Bruyères, Carex, et plus rarement Phragmites.

Il s'agit d'un Protiste Rhizopode : *Amphitrema flavum* ARCHER, à test chitineux², ouvert par deux orifices opposés (fig. 1-11). L'animal vivant, aussi bien que sa thèque vide, sont décrits depuis nombre d'années. On mit quelque temps pour identifier le Tonnelet des Tourbières à cet Amphitrème.

§ 3. POSITION SYSTÉMATIQUE DES AMPHITRÈMES.

Vivant, l'Amphitrème qui héberge des Zoochlorelles, ainsi que divers autres Protistes, peut émettre par chacun de ses orifices thécaux, des pseudopodes très fins, droits, longs, habituellement non divisés³ (fig. 1, 9, 10, 11). Ce n'est donc ni un Foraminifère typique à pseudopodes grêles, réticulés et anastomosés, ni un Thécamoebien ordinaire, à pseudopodes gros lobés.

Pour certains naturalistes, *Amphitrema* se classe parmi les Foraminifères, fréquemment dulcicoles, à test chitineux ou chitino-arénacé, du groupe des Gromides (Famille des Lagynidés ou Allogromiidés), eux-mêmes généralement considérés comme primitifs, peu évolués. Beaucoup de paléontologistes qui tiennent en grand honneur le groupe des Foraminifères, en raison de son importance paléobiologique, stratigraphique et pétrographique, ont un penchant fort explicable à adopter cette manière de voir.

Pour d'autres, *Amphitrema* constitue, avec divers Rhizopodes, le groupe (ayant au moins le rang hiérarchique d'Ordre) des Filosés, aussi distinct et éloigné des Foraminifères ou Réticulés, que des Amoebiens ou Lobosés.

D'autres encore, rangent ces mêmes Filosés parmi les Amoebiens, en les y distinguant simplement à titre de Section d'un degré hiérarchique plus ou moins élevé.

1. H. R. HOOGENRAAD. Studien über die sphagnicolen Rhizopoden der niederländischen Fauna. *Archiv f. Protistenk.*, Jena, Bd. 84, 1935, p. 58-64.

2. De même que chez les autres Rhizopodes « chitineux », le test serait en pseudochitine nommée aussi *tecline* ou *arcelline* :

S. AWERINTZEW. Die Struktur und die chemische Zusammensetzung der Gehäuse bei den Süßwasserrhizopoden. *Archiv. f. Protistenk.* Jena, Bd. 8, 1906.

H. R. HOOGENRAAD. *Loc. cit.*, 1935, p. 81.

L. MORET. Manuel de Paléontologie animale. Paris 1940, p. 33.

3. Toutefois d'autres *Amphitrema* émettent des pseudopodes richement bifurqués ; *A. stenostoma* NÜSSLIN montre des pseudopodes fins, bifurqués, temporairement lobés. Voir surtout à ce sujet :

E. PENARD. Faune rhizopodique du Bassin du Léman. Genève, 1902, p. 535, 538, 540.

La tendance extrême consiste à intégrer *Amphitrema* et ses proches, parmi les Amœbiens, sans autre distinction que celle du groupement familial : Famille des Amphistomidés ou Distomidés (ou sous-familial dans la famille des Allogromiidés).

Sans prendre parti entre ces divers points de vue de systématique pure, nous pensons que les Amphitrèmes, plus proches de la grande masse des Thécamœbiens que de celle plus grande encore, des Foraminifères, ont avec l'une et l'autre, ainsi qu'avec les Protéomyxés et les Héliozoaires, des souches communes ou voisines. Ces souches sont à rechercher (sans que la Paléontologie pure apporte une aide efficace en cet effort), parmi les Flagellates¹ photo-phagotrophes, devenus Rhizopodes phagotrophes, et même symbiotrophes quant aux Amphitrèmes.

Nous considérons les Amphitrèmes, non comme des Rhizopodes primitifs, mais, au contraire, comme très spécialisés, au départ de souches certes archaïques, en raison de la nature chitineuse (ou chitino-arénacée chez certaines espèces) de leur thèque, de la bipolarité de leurs pseudopodes, de leur vie sphagnicole en milieu oligotrophique, de leur symbiotrophie zoochlorellienne. Nous sommes enclins à admettre, de manière plus générale, que les Gromides et les formes qu'on leur associe généralement, à test chitineux ou arénacé, le plus souvent dulcicoles, ne sont point les représentants actuels de Foraminifères primitifs, selon un point de vue assez classique, mais une cohorte hétérogène de Rhizopodes en grande partie dégradés, certains à partir de Foraminifères avec décalcification du test.

§ 4. NOTES DE NOMENCLATURE RELATIVE A *A. FLAVUM* ARCHER.

Nous ne donnerons de la nomenclature et de la synonymie d'*A. flavum* que les termes les plus essentiels, sans nous arrêter à leur discussion².

1. Nous suivons ici E. CHATTON en ce qui concerne l'origine flagellée des Rhizopodes et la diversité de leurs souches flagellées :

ED. CHATTON. *Pansporella perplexa*. Réflexions sur la biologie et la philogénie des Protozoaires. *Ann. Sc. Nat., Paris, Sér. Bot. et Zool.*, t. VIII, 1925, p. 6-84, 7 fig., 1 pl. (cf. surtout p. 32-36, 47, tableaux p. 76, 77).

Pour la classification des Flagellates envisagés du point de vue évolutif et paléontologique se reporter principalement à :

G. DUBOIS. Cadre systématique pour l'étude des Flagellates fossiles. *Bull. Ass. Amic. Inst. Sc. Géol. Strasbourg*, n° 2, 1931 (1933), p. 23-31.

G. DEFLANDRE. Les Flagellés fossiles. Aperçu biologique et paléontologique. Rôle géologique. *Actual. scient. et industr.*, Paris, n° 335 (*Exposés de Géol.*, III), 1936, p. 9-15.

2. Pour les questions de nomenclature et de bibliographie on consultera utilement outre le mémoire de PENARD (1902) cité plus haut :

GENRE : *Amphitrema* ARCHER (1867) 1870 ¹.

GÉNOTYPE : *Amphitrema wrightianum* ARCHER (1867) 1870 ¹.

Provenance du génotype : Eaux douces d'Irlande (Sphaignes).
Actuel.

Genre représenté par quelques espèces vivant parmi les Sphaignes, fossiles dans les tourbes postglaciaires.

Pour la description du genre *Amphitrema* et du génotype *A. Wrighti* ARCHER, considérés comme Foraminifères, utiliser les manuels, familiers aux paléontologistes, de J. Cushman et de J. Galloway ².

SYNONYMIE d'*A. flavum* :

Ditrema flavum ARCHER 1877 ³.

Amphitrema flavum PENARD 1902 ⁴.

En 1877 W. Archer définit l'espèce *A. flavum* et la sépara des *A. Wrighti* à test chitino-arénacé en créant pour elle le genre *Ditrema* à test chitineux non arénacé. Nous suivons E. Penard en abandonnant le genre *Ditrema*.

§ 5. CARACTÈRE DE LA THÈQUE.

Forme générale de tonnelet aplati latéralement. Reposant sur une de ses faces latérales (position la plus habituelle entre lame et lamelle, sous le microscope), offre un contour ellipsoïdal ou subrectangulaire arrondi aux angles (fig. 1-9). En vue sagittale elle offre un aspect vaguement rhomboïdal ou tubulaire renflé vers le milieu (fig. 10).

Test lisse chitineux, transparent, jaunâtre ou brunâtre, extrémités brunes, bouches claires, sans goulots ou à goulots peu prononcés.

J. LEIDY. Fresh-water Rhizopods of North America. *Rep. U. S. Geol. Surv. Territ.* Washington, vol. XII, 1879, p. 297-319.

II. SCHOUTEDEN. Les Rhizopodes testacés d'eaux douces d'après la monographie du prof. A. Awerintzew. *Ann. de Biolog. lacustre*, Overmeire-Bruxelles, t. I, 1906, p. 321-382, 2 pl. de 62 fig. (pour *A. flavum*, cf. p. 373, fig. 52).

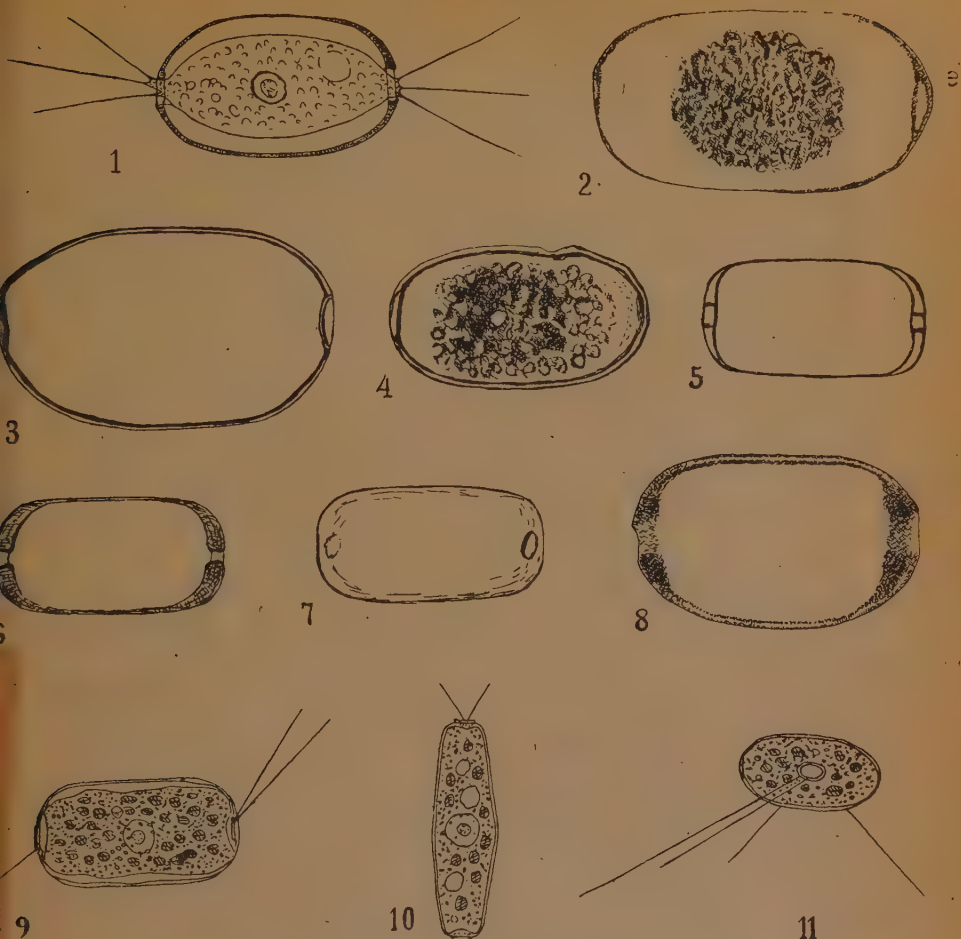
1. W. ARCHER. On some Fresh-water Rhizopoda, new or little known. *Quart. Journ. Microscop. Sciences*, n. sér., vol. VII, 1867, p. 174 ; vol. X, 1870, p. 20, 122, pl. XX, fig. 4-5.

2. J. A. CUSHMAN. Foraminifera. Their classification and economic use. Sharon, 1928, p. 61, pl. 1, fig. 13.

J. J. GALLOWAY. A manual of Foraminifera. Bloomington, 1933, p. 45, pl. 2, fig. 1.

3. W. ARCHER. Resume of recent contributions to our knowledge of « Fresh-water Rhizopoda ». *Quart. Journ. Microscop. Science*, vol. XVII, 1877, p. 103, 336, pl. XXI, fig. 9.

4. E. PENARD. *Loc. cit.*, 1902, p. 534.



FIGURES 1 à 11. — TONNELET DES TOURBIÈRES (*Amphitrema flavum* ARCHER).
Aspects divers. Grossissement 400.

FIG. 1 à 9. — Vues latérales.

FIG. 1. — Animal vivant (d'après CASH in HOOGENRAAD).

FIG. 2. — Thèque avec reste du contenu cellulaire, sur Sphaigne (d'après Hoog.).

FIG. 3. — Thèque fossile, tourbière basse (d'après HOOGENRAAD).

FIG. 4. — Thèque avec reste de contenu cellulaire, sur Sphaigne (d'après Hoog.).

FIG. 5. — Thèque (d'après HARNISCH).

FIG. 6. — Thèque fossile, tourbe à Sphaigne de Chaffois, en Jura.

FIG. 7. — Thèque fossile, même gisement que fig. 6 ; autre aspect.

FIG. 8. — Thèque fossile, tourbe à Scheuchzérie (d'après HOOGENRAAD).

FIG. 9. — Animal vivant (d'après PENARD).

FIG. 10. — Vue sagittale, animal vivant (d'après PENARD).

FIG. 11. — Vue supérieure, animal vivant (d'après PENARD).

Références relatives aux figures 1 à 5, 8 et 9 :

H. R. HOOGENRAAD. Sphagnicole Rhizopoden, 1935, fig. 1-5.

O. HARNISCH. Biologie der Moore, 1929, fig. 29 a.

E. PENARD. Faune rhizopodique Lémau, 1902, fig. p. 535, 1, 3, 4.

Rapport de la longueur à la largeur : environ 5/3.

Rapport de la largeur à l'épaisseur : environ 2/1.

Dimensions les plus fréquentes : 45 à 75 μ . $\times$ 25 à 45 μ . $\times$ 15 à 20 μ .

Au cours des examens pollenanalytiques des tourbes, après attaque potassique à 10 % et imprégnation glycérique, le test chitineux se montre bien conservé, jaunâtre ou brunâtre, à bouches pâles ou incolores.

§ 6. HABITAT.

Amphitrema flavum est caractéristique d'une « association » rhizopodique sphagnicole, définie par Harnisch ¹ : *association à Amphitrema*, sous-association à *flavum*. L'association comporte des *Assulina*, *Arcella*, *Hyalosphenia*, *Heleopera* et autres Thécamibes.

Cette faunule a été signalée déjà en un grand nombre de tourbières d'Europe, surtout dans les sagnes nettement bombées, mais aussi dans les tourbières mixtes et plates, aux points sphagneux ².

On récolte *A. flavum* vivant dans les Sphaignes mouillées des sagnes de montagne et des pentes, ainsi que dans celles des landes de plaine. On le pêche aussi quoique plus rarement, dans l'eau des lacs-tourbières au voisinage des sphagnétons.

Penard l'estimait rare en Genevois ³. Mais il semble qu'on puisse le découvrir dans la plupart des sphagnétons d'Europe, bien qu'il paraisse manquer en certains d'entre eux.

En France, il a été recueilli en Bourbonnais, en Auvergne, dans les Pyrénées ⁴.

C'est un acidophile. Encore faut-il s'entendre sur son degré d'acidophilie. Il habite en effet la partie vivante du sphagnéton, mouillée de pluie, de brume ou de rosée, où règnent des condi-

1. O. HARNISCH. Einige Daten zur rezente und fossilen testaceen Rhizopoden-fauna der Sphagnen. *Arch. f. Hydrobiologie*, Plön, Bd. 18, 1927; — Die Biologie der Moore. *Die Binnengewässer*, Stuttgart, Bd. VII, 1929, p. 96.

2. O. HARNISCH. *Loc. cit.*, 1927.

H. R. HOOGENRAAD. *Loc. cit.*, 1935, p. 48.

3. E. PENARD. *Loc. cit.*, 1902, p. 536.

4. G. DEFLENDRE. Matériaux pour la faune rhizopodique de France, III. *Bull. Soc. Zool. Fr.*, Paris, t. 52, 1927, p. 519.

L. OLIVIER. Les Thécamoebiens du Bourbonnais. Premier mémoire. *Revue scient. du Bourbonnais et du Centre de la Fr.*, Moulins, 1936, n° 1-2. Extr. 15 p. — Matériaux pour la connaissance limnologique des lacs mont-doriens. *Bull. Hist. Sc. Auvergne, Mém. Ac. Sc., Lettres et Arts Clermont-Ferrand*, t. 41, 1939, p. 41.

tions voisines de la neutralité. Dans le lac de Las Pialades (Mont-Dore), on le rencontre en un milieu de pH 6,7 à 6,9 ¹.

L'eau imprégnée des matières humiques issues de la tourbification, paraît être toxique pour les Amphitrèmes. C'est ainsi que dans les fosses de tourbage du Massif mont-dorien où l'acidité est traduite par pH 4,7 à 5, *A. flavum* n'a été observé par L. Olivier, que mort, thèques vides. A l'exception de *Disflugia tuberculata* WALLICH, il en a été d'ailleurs de même pour tous les autres Thécamoebiens ². Il est vraisemblable, pensons-nous, que les thèques ainsi récoltées, proviennent non seulement des Sphaignes actuelles voisines où habitaient les Amphitrèmes, mais aussi de la tourbe où elles étaient déjà fossilisées.

Les eaux brunes des fosses de tourbage sont vraisemblablement nocives, surtout vis-à-vis d'êtres aussi fragiles que les Rhizopodes zoochlorelliens, pour beaucoup d'autres raisons que leur acidité : température, insolation, pouvoir réducteur des matières humiques, entre autres. Ces facteurs contribuent à renforcer la dystrophie due à l'acidité du milieu tourbeux.

En résumé *A. flavum* apparaît plus comme un adapté à la vie oligotrophique très spéciale des sphagnétons, qu'un sténoionique acidophile prononcé.

§ 7. RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE.

Notre préoccupation principale en étudiant le Tonnelet des tourbières, était d'établir si cette espèce, fossile de faciès, pouvait aussi servir utilement de fossile stratigraphique, au moins en vue de la subdivision du Flandrien de l'Europe occidentale.

Les résultats précis, au point de vue strictement stratigraphique, obtenus de l'étude des nombreuses tourbières de l'Europe septentrionale et centrale, sont à notre connaissance, assez clairsemés et quelque peu contradictoires ³.

1. L. OLIVIER. *Loc. cit.*, 1939, p. 34, 41.

2. L. OLIVIER. Recherches sur la faunule des fosses de tourbages de quelques tourbières Mont-Doriennes. *Rev. Soc. Nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, N. Sér., vol. 4, fasc. 2, 1938, p. 104-105.

3. O. HARNISCH. Studien zur Oekologie und Tiergeographie der Moore. *Zoolog. Jahrb., Abt. Syst.*, Jena, Bd. 51, Hft. 1, 1925, p. 1-166, 10 fig.; *loc. cit.*, 1927.

Fr. STEINCKE. Leitformen und Leitfossilien des Zehlaubruches. (Die Bedeutung der fossilen Mikroorganismen für die Erkenntnis der Nekrozönosen eines Moores). *Bot. Archiv.*, Königsberg, Bd. 49, Hft. 5-6, 1927, p. 327-344, 5 fig.

M. HEEMER. Mikrofossilien in Torfen. *Paläont. Zeitschr.*, Berlin, Bd. 11, 1929, p. 245-257.

Relevons les intéressantes données dégagées des recherches de Hoogenraad (conjuguées avec celles de Florschuetz et Wassink en ce qui concerne les analyses polliniques), dans la tourbière de Vriezenveen-Paterswal en Overysel (Pays-Bas), ainsi que des travaux de Ischer dans les tourbières de la vallée des Ponts-de-Martel en Jura neuchâtelois (Suisse) ces dernières très proches de la frontière française¹.

A Vriezenveen-Paterswal *A. flavum* apparaît à la période boréale, lors du retrait du Pin et du développement de la Chênaie.

Aux Ponts-de-Martel *A. flavum* se montre parfois dès la poussée boréo-atlantique de la Chênaie et se multiplie (entre les profondeurs 20-40 cm à 160-180 cm) pendant les périodes atlantico-subboréale, subboréale et subatlantique lors des phases forestières du Sapin et du Hêtre.

§ 8. GISEMENTS FOSSILES FRANÇAIS.

A notre connaissance *A. flavum* est présent à l'état fossile dans les gisements tourbeux français ci-après énumérés.

Quelques-uns d'entre eux ont déjà fait l'objet de publications, sans que toutefois les Rhizopodes y aient été spécialement envisagés. Les gisements sans appel bibliographique sont inédits.

Pour chacune des tourbières citées nous indiquons, dans toute la mesure du possible, exprimée en centimètres à partir de la surface de la tourbière, la profondeur de récolte de l'échantillon fossilifère. Nous signalons ses caractères paléobotaniques dominants ainsi que son spectre pollinique (avec les noms des observateurs). Nous déduisons de ce spectre, pour autant qu'il se peut, la phase forestière correspondante et l'attribution du niveau tourbeux intéressé à l'une des périodes climatiques classiques du Flandrien (à partir de la période boréale, la plus ancienne que nous aurons à utiliser : *boréale, atlantique, subboréale, subatlantique*). Pour la justification de ces attributions et la définition de

1. H. R. HOOGENRAAD. *Loc. cit.*, 1935, tabl. XII, p. 96.

F. FLORSCHUETZ et E. C. WASSINK. Untersuchungen an Niederländischen Mooren : H. Vriezenveen ; J. Roswinkel. *Recueil Trav. Botan. néerlandais*, Amsterdam, vol. XXXII, 1935, p. 441, fig. 2.

A. ISCHER. Les tourbières de la vallée des Ponts-de-Martel. Recherches paléobotaniques et contribution à l'étude des associations végétales. *Bull. Soc. Neuchâteloise Sc. nat.*, Neuchâtel, t. 60 (N. Sér., t. 9), 1935, p. 77, 164, 10 fig., pl. I-IV.

ces périodes, on pourra se reporter aux exposés généraux de l'un de nous ¹.

Pour certains gisements nous faisons connaître la teneur en cendres, non de l'échantillon lui-même (ce qui eût été préférable certes), mais d'échantillons provenant de la même tourbière, recueillis par les prospecteurs du Syndicat général des Tourbiers de France et du Comité d'organisation de l'Industrie des Combustibles minéraux solides ².

A. NORD et NORD-OUEST.

1. *Tourbe de la plage du Cap Blanc-Nez*, alt. 0 m, près Escalles (Pas-de-Calais).

Récolte J. Godon 1903 ; à mer basse (bloc en place ou déplacé par la mer ?). Examen G. Dubois et M^{me} C. Dubois.

Tourbe à spores de Sphaignes et pollens de Bruyères ; *A. flavum* rare.

Phase : Aulne-Chênaie mixte (Chêne + Orme), Pin, Hêtre ; *période* subboréale ou subatlantique.

2. *Marais-Vernier en Basse-Seine*, alt. 5 m, Saint-Ouen-des-Champs (Eure).

Sondage de prospection du Syndicat des Tourbiers de France, 1942. Examen G. Dubois et M^{me} C. Dubois.

Tourbe épaisse de 775 cm environ ; base boréo-atlantique ou atlantique.

— vers 75 cm, tourbe à Sphaignes ; *A. flavum* assez rare.

Phase : Hêtre-Coudrier ; *période* subboréale ou subatlantique.

— vers 375 cm, tourbe à Sphaignes et Linaigrettes, Hydnacées ; *A. flavum* très rare.

1. G. Dubois. Un tableau de l'Europe flandrienne. *Livre Jub. Cent. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 1930, p. 263-277. — L'analyse pollinique des tourbes et son application à l'étude du Quaternaire et de la préhistoire. *L'Anthropologie*, Paris, t. XLII, 1932, p. 269-289, 2 fig., 1 tabl. — Les modifications postglaciaires de la silve européenne, d'après les résultats des analyses polliniques des tourbes. *Ann. Géogr.*, Paris, vol. XLI, 1932, p. 339-350, 2 fig. — L'étude pollenanalytique des tourbières flandriennes françaises, de l'Alsace à la Bretagne. *Verhandl. der III. Intern. Quartär-Konferenz*, Wien, 1936, p. 230-231. — Les végétations forestières quaternaires dans le Nord-Est de la France, d'après la méthode pollenanalytique. *C. R. Prem. Congr. lorrain Soc. Sav. Est Fr.*, Nancy, 1938, p. 161-172, 2 fig., 1 tab. — L'analyse pollinique et son application à l'étude du peuplement forestier des montagnes de l'Europe occidentale. *Rev. Géogr. alpine*, Grenoble, vol. XXVII, fasc. III, 1939, p. 591-624, 2 fig.

2. Données communiquées par le Comité org. Industrie Comb. minéraux solides ou par M. H. Weiss, Directeur de l'École Nationale du Pétrole et des Combustibles liquides, où ont été analysées, par M. Salomon ou M^{lle} Vermynck, les tourbes provenant du Massif Central.

Phase : Chênaie mixte-Coudrier; *période* atlantique.

— vers 675 cm, tourbe à Sphaignes, Linaigrettes, Bruyères; *A. flavum* très rare.

Phase : Chênaie mixte-Aulne; *période* atlantique.

Cendres d'échantillons de divers sondages dans la tourbière à Saint-Ouen-des-Champs : 3,97 % à 8,22 %; dans la même tourbière tout au voisinage, en territoire communal de Bouquelon, un sondage a donné 2,83 %.

3. *Tourbière Nord du Graïs*, alt. 225 m; le Graïs (Orne).

G. LEMÉE, 1939¹, p. 112.

Tourbe épaisse de 100 cm; base atlantique ou subboréale.

— 0 à 15 cm, tourbe à Sphaignes et Hypnès; *A. flavum* nombreux.

Phase : Aulne-Chêne-Bouleau-Hêtre; *période* subatlantique.

B. JURA.

4. *Tourbière de Chaffois*, alt. 815 m, Chaffois (Doubs).

Échantillons récoltés par F. Firtion. Examen G. Dubois et M^{me} C. Dubois (fig. 6 et 7).

Tourbe épaisse de 4 m au moins; à 4 m atlantique.

— à 20 cm, tourbe à Sphaignes et Bruyères; *A. flavum* assez commun.

— à 65 et 85 cm, tourbe à Sphaignes, Linaigrettes et Bruyères; *A. flavum* commun.

Phase : Hêtre-Sapin; *périodes* subboréale et subatlantique.

C. MASSIFS DES BOIS-NOIRS ET DU FOREZ.

5. *Tourbière de l'Étui (la Fayette)*, alt. 1.150 à 1.160 m, près du Puy de Montoncel à Saint-Priest-la-Prugne (Loire).

G. LEMÉE, 1941², p. 46.

Tourbe épaisse de 620 cm environ; base boréo-atlantique ou atlantique.

— de 100 à 200 ou 300 cm environ, selon les points, tourbe à Sphaignes, Linaigrettes, Bruyères; *A. flavum* présent.

Phase : Hêtre; *période* subboréale.

1. G. LEMÉE. Recherches sur l'histoire forestière postglaciaire de la Basse-Normandie et du Perche. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, Caen, 9^e sér., t. I, 1939, p. 97-145, 9 fig., 1 tabl.

2. G. LEMÉE. Recherches sur l'évolution forestière postglaciaire en Auvergne. II. Analyse pollinique d'une tourbière des Bois-Noirs. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, vol. 7, fasc. 1-2, 1941, p. 40-49, 3 fig.

6. *Tourbière du Puy de Vérine*, alt. 970 m, Noirétable (Loire).

Étude en cours par G. Dubois, M^{me} C. Dubois, M^{lle} F. Dubois.

Tourbe épaisse de 375 cm ; base boréo-atlantique ou atlantique.

— à 125 cm, tourbe à Sphaignes et Linaigrettes ; *A. flavum* rare (8 en une préparation, 4,9 % des pollens d'arbres).

— à 150 cm, tourbe à Sphaignes ; *A. flavum* rare (3 en une préparation, 1 % des pollens d'arbres).

— à 175 cm, tourbe à Sphaignes et Hypnès ; *A. flavum* assez rare (7 en une préparation, 2,7 % des pollens d'arbres).

— à 200 cm, tourbe à Sphaignes, rares Linaigrettes et Bruyères ; *A. flavum* commun (26 en une préparation, 6 % des pollens d'arbres).

Phases : Hêtre-Sapin et Sapin-Hêtre ; périodes subboréale et subatlantique.

Cendres (échantillon d'un sondage n° 1) : 1,5 %.

7. *Tourbière de Baracuchet*, alt. vers 1.250 m, Saint-Anthème (Puy-de-Dôme).

Échantillons d'un sondage D2, communiqués par H. Weiss. Examens G. Dubois et M^{me} C. Dubois.

Tourbe épaisse de 180 cm ; base atlantique.

— à 60, 100, 120 cm, tourbe à Sphaignes et Linaigrettes ; *A. flavum* rare.

Phases : Hêtre-Sapin (à 120 cm), Hêtre (à 100 et 60 cm) ; périodes subboréale et subatlantique.

Cendres (échantillons de 2 sondages n°s 9 et 7) : 2,65 % et 7,1 % (échantillon moyen de la tourbière) : 4,71 %.

D. MASSIFS DES MONTS-DORE, DU CÉZALLIER ET DU CANTAL.

8. *Tourbière du Bousquet*, alt. 993 m, Latour-d'Auvergne (Puy-de-Dôme).

G. LEMÉE 1939¹, p. 39-40.

Tourbe épaisse de 330 cm ; base boréo-atlantique ou atlantique.

— divers niveaux de 45 à 175 cm, tourbe à Sphaignes et Linaigrettes ; *A. flavum* présent.

Phase : Sapin-Hêtre ; période subboréale (ou subatlantique).

9. *Tourbière de Chareyre*, alt. 1.153 m, Picherande (Puy-de-Dôme).

1. G. LEMÉE. Recherches sur l'évolution forestière post-glaciaire en Auvergne. Analyses polliniques dans la partie méridionale des Monts-Dore. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, N. Sér., vol. 5, fasc. 1-2, 1939, p. 37-61, 8 fig.

G. LEMÉE, 1939 ¹, p. 41-42.

Tourbe épaisse de 335 cm ; base boréo-atlantique.

— de 50 à 200 cm, tourbe à Sphaignes et Linaigrettes ; *A. flavum* rare.

Phase : Hêtre-Sapin (ou Sapin-Hêtre) ; période subboréale (ou subatlantique).

Cendres (sondage n° 6, à 3 profondeurs distinctes) : 2,1 ‰, 1,9 ‰ et 3,4 ‰.

10. *Tourbière de l'émissaire du lac Chauvet*, alt. 1.165 m, Picherande (Puy-de-Dôme).

G. LEMÉE, 1939 ¹, p. 43-44.

Tourbe épaisse de 300 cm ; base préboréale.

— de 40 à 170 cm, tourbe à Sphaignes et Linaigrettes ; *A. flavum* rare.

Phase : Hêtre-Sapin (ou Sapin-Hêtre) ; période subboréale ou subatlantique).

11. *Tourbière de Jassy*, alt. 1.125 m, Saint-Alyre-ès-Montagne (Puy-de-Dôme).

G. LEMÉE, 1939 ¹, p. 45-46.

Tourbe épaisse de 250 cm ; base boréale.

— de 0 à 180 cm, tourbe à Sphaignes et Carex (0 à 100 cm), à Sphaignes et Linaigrettes (100 à 180 cm) ; *A. flavum* rare.

Phase : Hêtre-Sapin ; périodes subboréale et subatlantique.

Cendres (sondage n° 13, à plusieurs niveaux, dont 2 correspondent aux couches de *A. flavum*) : tête 1,6 ‰, milieu 1,45 ‰.

12. *Tourbière de Redondel*, alt. 1.100 m, Égliseneuve-d'Entraigues (Puy-de-Dôme).

G. LEMÉE, 1939 ¹, p. 47-48.

Tourbe épaisse de 465 cm ; base préboréale.

— de 0 à 150 cm, tourbe à Sphaignes et Linaigrettes, Bruyères en surface ; *A. flavum* rare.

— de 175 à 295 cm, tourbe à Phragmites, Sphaignes peu abondantes, Hypnacées et Bryacées rares, *A. flavum* rare.

Phases : Chênaie mixte terminale et Hêtre-Sapin ; atlantique terminale ; périodes subboréale et subatlantique.

Cendres (sondage n° 46, à plusieurs niveaux, dont 2 correspondent aux couches de *A. flavum*) : tête 2 ‰, milieu 1 ‰.

13. *Tourbière de la Morthe d'Égliseneuve*, alt. 1.060 m, Égliseneuve-d'Entraigues (Puy-de-Dôme).

G. LEMÉE, 1939 ¹, p. 49-51.

1. *Op. cit.*,

Tourbe épaisse de 440 cm ; base boréo-atlantique,
— de 0 à 250 cm, tourbe à Sphaignes et Linaigrettes, niveaux à bois ;
A. flavum abondant.

Phase : Sapin-Hêtre ; *périodes* subboréale et subatlantique.

Cendres (échantillons de 2 sondages n^{os} 12 et 19) : 0,94 % et 1,76 %
(échantillon moyen de la tourbière) : 2,63 %.

14. *Tourbe* exploitée, vers l'alt. 1.000 m, à Egliseneuve-d'Entraigues (Puy-de-Dôme).

Examen micropaléontologique par S. I. EL-DABH, sous la direction de G. Dubois et M^{me} C. Dubois.

S. I. EL-DABH, 1940 ¹, p. 16.

Tourbe épaisse de 400 cm au minimum ; à cette profondeur vraisemblablement atlantique.

— à 20 cm, tourbe à Sphaignes et Linaigrettes ; *A. flavum* assez commun.

Phase : Sapin-Hêtre ; *période* subatlantique.

15. *Tourbière de Las Pialades*, alt. 960 m, Saint-Genès-Champespe (Puy-de-Dôme).

G. LEMÉE, 1939 ², p. 51-53.

Tourbe épaisse de 350 cm ; base boréo-atlantique.

— vers 310 cm, au sommet d'une vase tourbeuse à Diatomées ;
A. flavum rare.

Phase : Coudrier-Chênaie mixte ; *période* boréale terminale ou atlantique précoce.

16. *Tourbière*, alt. vers 1.000 m, à Landeyrat (Cantal).

Échantillon récolté par M. Bella. Examen G. Dubois et M^{me} C. Dubois.

— à 200 cm, tourbe à Sphaignes et Linaigrettes ; *A. flavum* assez rare.

Phase : Sapin-Hêtre ; *période* subboréale.

Cendres (nombreux sondages dans plusieurs tourbières à Landeyrat) : en général 2,35 % à 5,30 % (très exceptionnellement davantage jusqu'à 29,95 %).

E. LIMOUSIN.

17. *Tourbière de l'Étang de Vareille*, alt. vers 650 m, Beaumont (Haute-Vienne).

1. S. I. EL-DABH. Étude physico-chimique de la tourbe de Sphaigne. *Thèse Univ. Strasbourg, Pharmacie*, n° 263, 1940, 81 p., 2 fig., 10 graphiques.

2. *Op. cit.*

7 décembre 1943.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XIII. — 3

Sondage n° 16 de prospection du Syndicat des Tourbiers de France. Examen G. Dubois et M^{me} C. Dubois.

Tourbe épaisse de 300 cm environ ; base atlantico-subboréale (ou subboréale).

— vers 150 cm, tourbe à Sphaignes, Linaïgrettes, Bruyères ; *A. flavum* rare.

Phase : Hêtre-Chêne ; *période* subboréale (ou subatlantique).

Cendres (plusieurs sondages) : 2,48 % à 5,56 % (un sondage à tourbe impure) : 19,31 % ; (échantillon moyen de la tourbière) : 7,92 %.

§ 8. CONCLUSIONS.

Fossile généralement assez rare, le Tonnelet des Tourbières *Amphitrema flavum* ARCHER se rencontre dans les tourbes flamandaises de diverses régions françaises où il a été recherché, de la plaine à la montagne. Il est relativement fréquent dans les tourbes de basse montagne où se développent de riches sphagnétons.

Étroitement lié aux Sphaignes à l'état vivant, il l'est également à l'état fossile, bien que moins strictement en apparence. Ceci est principalement dû au fait que la tourbe issue du sphagnéton est souvent formée non seulement de Sphaignes mais aussi des quelques autres plantes associées ou voisines. De même qu'il peut être entraîné et demeurer à l'état de thèque vide dans l'eau des fosses de tourbage, il peut se trouver dans une boue tourbeuse où il apparaît comme fossile remanié.

S'il est étroitement lié aux Sphaignes, la réciproque n'est pas vraie : beaucoup de sphagnétons sont sans Amphitrèmes, aussi bien actuellement qu'autrefois. La cause principale semble résider dans le degré d'humidité ou plus exactement de mouillure du sphagnéton. Le degré d'acidité du milieu ne paraît pas avoir l'influence prépondérante qu'on eût pu être tenté de lui attribuer tout d'abord.

Nous avons mentionné le fossile à des profondeurs variées, jusqu'à 6 m 75, mais le maximum de fréquence en est un peu en dessous de la surface des tourbières et la profondeur 2 m à 2 m 50.

Sa répartition stratigraphique s'étend de la période boréale terminale ou atlantique précoce aux temps actuels. Il est d'ailleurs rare au début et devient plus ou moins fréquent aux périodes subboréale et subatlantique.

Ces règles de distribution selon la profondeur et l'âge ne se

superposent pas totalement, car les nombreuses tourbières envisagées ont des épaisseurs très dissemblables.

Elles paraissent être toutes deux en relation avec le fait que dans la plupart des tourbières, la tourbe de base tendant à combler la cuvette initiale de tourbification, est plus souvent formée de *Carex* ou de *Phragmites* que de *Sphaignes*. Celles-ci, favorables aux peuplements d'*Amphitrèmes*, ne s'installent le plus souvent en masses, pour constituer la tourbière bombée, que plus ou moins tardivement.

D'autre part notre documentation relative aux tourbes jeunes, superficielles ou peu profondes, d'âge subatlantique ou subboréal, est plus riche que celle concernant les tourbes profondes d'âge atlantique et boréal.

Enfin nous pouvons nous demander si les thèques d'*Amphitrèmes* résistent longtemps à la tourbification et si leur rareté dans les couches flandriennes anciennes, n'est pas due à une lyse accentuée. Cette question en étroite relation avec la chimie de la tourbification a déjà été agitée à propos de l'ensemble des *Rhizopodes* fossiles de la tourbe, notamment par H. R. Hoogenraad après d'autres ¹; elle n'a pas encore reçu de réponse très solidement établie, pas plus de nous-mêmes que de nos prédécesseurs.

Au total le Tonnelet des Tourbières apparaît surtout comme un fossile de certains faciès sphagneux des tourbes. Sa présence et sa répartition dans les tourbes flandriennes, étudiées dans le détail, soulèvent des questions de biostratigraphie et de paléobiologie fines, dont nous avons tenté de présenter quelques aspects.

Au point de vue pratique, lorsque le Tonnelet est abondant, bien conservé, il est un bon indicateur de la richesse de la tourbe en matériaux sphagneux (ce que confirme généralement la présence de tissus de *Sphaigne*) et en leurs dérivés lysiques simples ou humifiés ². Ces matériaux consistent essentiellement

1. L. ROSSOLIMO. Atlas tierischer Ueberreste in Torf und Sapropel. Moscou, 1927.

O. HARNISCH. *Loc. cit.*, 1927.

M. HESMER. *Loc. cit.*, 1929.

E. GRANLUND. De svenska högmossarnas geologi, deras bildnings-betingelser, utvecklingshistoria och utbredning jämte sambandet mellan högmossbildning och försumpning. *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C. N. 373 (*Arsb.* 26 N. 1), Stockholm, 1932, 193 p., 65 fig.

H. R. HOOGENRAAD. *Loc. cit.*, 1935, p. 83 85.

2. S. W. SOUCL. Die Chemie des Moores mit besonderer Berücksichtigung der Huminsäuren unter Bezugnahme auf die balneotherapeutische Verwendung des Moores. Stuttgart, 1938, xi + 214 p., 9 fig., 1 tabl.

en glucides (corps pecto-cellulosiques et xyloholosides), sphagmol¹ et lignine peu méthoxylée² des membranes cellulaires, ainsi qu'en produits surtout protidiques des contenus cellulaires.

C'est donc aussi un indicateur de la pauvreté des tourbes en lignine vraie (très méthoxylée) et en ses dérivés.

Pour les polybitumes stables, la question se présente différemment, selon que les tourbes sphagneuses sont plus ou moins riches en spores et pollens (à membrane de sporopollénine) qui peuvent parfois fournir un apport sérieux en produits bitumineux³. Nous avons constaté que les tourbes de Sphaignes à *A. flavum* sont fréquemment riches en pollens d'arbres, ces pollens étant retenus aisément par les sphagnétons humides. Un examen microscopique même très rapide permet de toute manière de relever la présence des pollens, ordinairement plus abondants que les Tonnelets.

Le Tonnelet est enfin un indicateur d'une faible teneur en cendres. Sauf pour des tourbes manifestement salies par des impuretés minérales de provenance extérieure au sphagnéton, cette teneur s'est montrée être de l'ordre de 1 à 3 %.

1. R. COMBES. La vie de la cellule végétale. L'enveloppe de la matière vivante. Coll. Armand Colin, Paris, n° 203, 1937, p. 59-60.

2. G. STADNIKOFF. Neuere Torfchemie. Dresden-Leipzig, 1930, p. 92-94.

3. C'est un fait bien établi pour les houilles. Voir :

A. DUPARQUE. La composition chimique des substances végétales et des houilles. Le rôle des substances végétales dans la formation de la houille. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, t. 51, 1926, p. 442, 453. — Structure microscopique des charbons du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Mém. Soc. Géol. Nord*, Lille, t. XI, 1933, Texte, p. 60-103, 383, 546.

NOUVELLES OBSERVATIONS SUR *CAPRINULA CEDRORUM* BLANCKENHORN

PAR **Colette Dechaseaux**¹.

En 1890, Blanckenhorn² décrit brièvement une nouvelle espèce d'Hippurite qu'il appelle *H. cedrorum*. H. Douvillé³ classe cette forme parmi les *Caprinula*; A. Keller⁴ décrit des spécimens recueillis par L. Dubertret en 1930 dans « les parties hautes des calcaires cénomaniens du Djebel Ansaryeh (Massif Alaouite) ».

Depuis 1930, les récoltes de L. Dubertret et de ses collaborateurs se sont beaucoup enrichies; *Caprinula cedrorum* est actuellement représentée dans nos Collections par de nombreux individus qui se répartissent ainsi :

Coll. Sorbonne, Laboratoire de Géologie; 20 V. G. de Douer Babda, 1 V. G. d'Akoura, 5 V. G. sans indication de localité : deux sont dégagées et montrent l'intérieur de la coquille, 3 V. D. de Douer Babda, une mauvaise section de Mohammed Jouffine.

Coll. École des Mines; 24 V. G. sont cotées i 202 et proviennent vraisemblablement de Douer Babda, 4 V. G. d'aspect identique ne portent aucun numéro, une V. D. est marquée i 202.

Caractères externes et principaux traits de l'organisation interne ont été décrits par A. Keller et H. Douvillé. La richesse du matériel Dubertret permet de préciser quels sont parmi tous les caractères observables, ceux qui varient avec les individus ou avec le niveau auquel la section étudiée est faite.

VALVES GAUCHES.

Rappelons les caractères décrits par H. Douvillé et A. Keller. La valve gauche a un large plateau cardinal qui porte deux dents nommées par ces auteurs AII, PII et que je désigne par 1, 3

1. Note présentée à la séance du 1^{er} mars 1943.

2. M. BLANCKENHORN. Beiträge zur Geologie Syriens : Die Entwicklung des Kreidesystems in Mittel- und Nord-Syriens, Cassel 1890.

3. H. DOUVILLÉ. Études sur les Rudistés. Rudistes de Sicile, d'Algérie, du Liban et de la Perse. *Mém. S. G. Fr.*, t. 18, Paléont., mém. 41, 1910.

4. A. KELLER. Sur quelques Rudistes du Djebel Ansaryeh et de l'Amamis (Syrie septentrionale). *Notes et Mém. Haut-Commissariat Rép. Française Syrie et Liban*, Paris, 1933, t. I, p. 45.

selon ma notation ¹. Une fossette 3b' pour H. Douvillé, 2' pour moi, sépare ces dents et loge la dent de la valve droite; elle se prolonge par une cavité n' individualisée dans la cavité générale de la coquille G par une lame qui part de 1 et va rejoindre le bord palléal. Les insertions musculaires sont sur la paroi interne de la valve. La rainure ligamentaire aboutit à l'extrémité antérieure de la dent 3. Tout un système de cavités existe entre les dents, les fossettes, les insertions musculaires et le bord de la coquille; selon les échantillons les cavités sont vides: elles apparaissent alors telles qu'elles devaient être sur l'animal vivant, ou bien elles sont remplies par de la gangue et ont l'aspect de cordons subcylindriques de diamètre variable. H. Douvillé nomme n' la grande cavité qui prolonge, du côté antérieur, la fossette 2', *oma*, *omp* celles qui sont respectivement en face des insertions musculaires antérieure et postérieure.

L'examen des nombreux échantillons de L. Dubertret met en évidence un certain nombre de caractères constants quel que soit l'individu observé et qui constituent ainsi une partie des traits spécifiques de la valve gauche. Ce sont:

1° la présence sur le côté postérieur de la dent 1 d'une petite saillie qui détermine une encoche dans la cavité n' (dans les exemplaires du Liban, cette saillie est développée en une véritable lame);

2° la section polygonale de la dent 3;

3° l'aboutissement de la rainure ligamentaire à l'extrémité antérieure de la dent 3;

4° l'orientation de la cavité *on* parallèlement au bord de la coquille situé sous le crochet, et non pas dans le prolongement de 2'.

La forme et le nombre des cavités accessoires sont variables ainsi que A. Keller l'a déjà remarqué; en particulier, les cavités

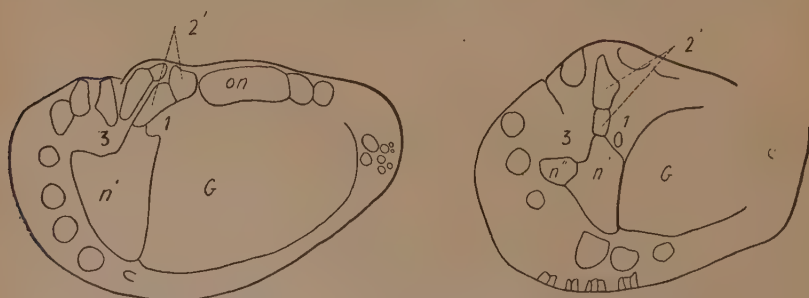


FIG. 1. — Valves gauches de *Caprinula cedrorum* BLANCH.

1. C. DECHASEAUX. La charnière des Lamellibranches. Guide de la Collection de Paléontologie de l'École des Mines, Paris 1942, p. 6.

on, n' sont simples ou subdivisées en deux (fig. 1). Un échantillon présente une particularité unique : c'est l'existence d'une cloison convexe vers l'intérieur de la valve et qui délimite du côté postérieur une cavité x (fig. 2). Des sections pratiquées à différents niveaux montrent des dessins variés : n' , qui est plus petite que G dans la majorité des cas, peut lui être égale si la sec-

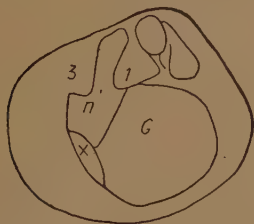


FIG. 2. — *Id.*, présence d'une cavité x .



FIG. 3. — *Id.*, n' et G sont subégales.

tion est suffisamment rapprochée du sommet (fig. 3) ; le diamètre des canaux qui sont dans la région marginale de la coquille diminue à mesure que la section est faite à un niveau plus éloigné de la commissure des valves. La fossette dentaire $2'$ est simple ou

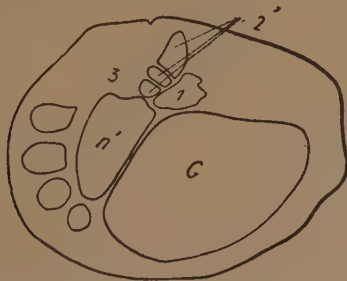


FIG. 4. — *Id.*, la fossette $2'$ est subdivisée en 3.

subdivisée en deux ou trois (fig. 1-4) ; un échantillon qui montre l'extrémité de la dent 2 engagée dans sa fossette permet de saisir l'organisation de cette région : 1, 3, 2 sont en forme de lames saillantes (fig. 5), $2'$ a, en profondeur, une cloison ; si la section est faite au-dessus du bord libre de ladite cloison, la fossette $2'$ sera simple, si elle passe au-dessous, la fossette sera subdivisée en deux parties ; donc, le fait pour $2'$ d'être unique ou double dépend du niveau auquel la section est pratiquée. La cloison en question apparaît ainsi comme une formation secondaire qui croît au fur et à mesure que l'animal grandit de façon que son bord

supérieur n'atteigne jamais l'extrémité libre de la dent 2; il résulte de toutes ces observations, que *le dessin des cavités acces-*



FIG. 5. — Schéma montrant la cloison secondaire *cl* dans la fossette 2'.

soires ne peut être pris, sur la valve gauche, ni comme trait spécifique, ni comme trait évolutif¹ puisqu'il dépend en grande partie du niveau auquel la section passe et de l'individu sectionné.

VALVES DROITES.

La valve droite, beaucoup plus rare que la valve gauche, est de ce fait moins bien connue. Deux échantillons seulement permettent de faire quelques observations précises. Les divers éléments sont ceux décrits par H. Douvillé. Le plateau cardinal comporte une dent centrale *3b* pour H. Douvillé, *2* pour moi, de section subtrapézoïdale; le reste du plateau cardinal ainsi que les bords de la coquille sont occupés par des cavités : fossettes *1'* et *3'* des dents de la valve gauche, cavités accessoires et canaux. Entre la dent *2* et la fossette *1'* il y a une cavité *ob'* selon la notation de H. Douvillé, simple ou double. La trace des inser-

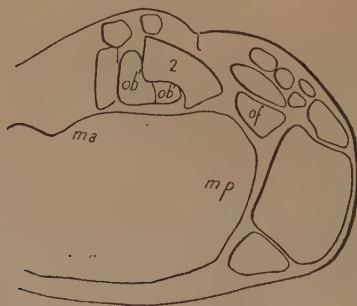


FIG. 6. — Valve droite de *Caprinula cedrorum* BLANCH.

1. A. KELLER. *loc. cit.*, p. 48.

tions musculaires n'est pas visible; Douvillé place le muscle antérieur sur le prolongement du plateau cardinal et le muscle postérieur sur la lame qui va de la cavité *of* au bord de la valve (fig. 6).

Deux sections transversales ont été faites dans la valve droite de Douer Babda, la première à 1 cm 5 environ du niveau qui vient d'être décrit, montre une dent 2 dont l'aspect ne s'est pas modifié; par contre la cavité *ob'* est subdivisée en trois petites



FIG. 7. — *Id.* *ob'* est subdivisée en 3.

cavités de section circulaire (fig. 7). 1' a gardé la même forme, le reste du plateau cardinal n'est pas observable car l'échantillon a été cassé au cours du sciage. La deuxième section, faite à un niveau plus rapproché du sommet que la précédente, est peu lisible : 2 est mal individualisée; dans l'ensemble les cavités accessoires sont plus petites et plus nombreuses; au fur et à mesure que la coquille grandit, il doit donc se développer des cloisons supplémentaires dans les régions éloignées de la commissure des valves. On aboutit ainsi à la même conclusion que celle formulée pour la valve gauche à savoir que *le dessin des cavités accessoires dépend du niveau auquel passe la section étudiée.*

Les multiples cavités observées sur les sections de *Caprinula* ne sont pas toutes de même nature : les unes *n'*, *n''* apparaissent comme des subdivisions de la cavité générale de la coquille, d'autres correspondent aux cavités accessoires *s. str.* telles qu'elles ont été définies par H. Douvillé sur le genre *Caprotina*, elles sont entre le bord de la coquille d'une part, les dents et les insertions musculaires d'autre part; enfin, une troisième catégorie est constituée par les canaux palléaux creusés dans la région marginale de la coquille. Ces canaux et ces cavités accessoires sont à peu près également développés sur les deux valves; parmi l'ensemble des Rudistes, le genre *Caprinula* est celui dans lequel le système de canaux et de cavités accessoires atteint le maximum de développement et de complication.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DES SPONGIAIRES FOSSILES DU CAMPANIEN DES CHARENTES

PAR **Jacques Lachasse**¹.

PLANCHES I et II.

Les matériaux dont l'étude fait l'objet du présent travail appartiennent à la *Collection Arnaud*, conservée au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Paris².

M. Moret, dans son Mémoire devenu classique, constate le fait étonnant que les Spongiaires (sauf quelques échantillons à Noirmoutier) n'aient jamais été signalés dans le Bassin d'Aquitaine.

Pourtant, au Crétacé supérieur en particulier, le Bassin d'Aquitaine communiquait d'une part avec le Bassin de Paris et d'autre part avec le Golfe de Provence, qui ont, l'un et l'autre, fourni de nombreux gisements à Spongiaires depuis longtemps étudiés.

Question de faciès ou insuffisance de recherches : telles sont les deux hypothèses formulées par M. Moret pour expliquer cette lacune.

La présence de Spongiaires originaires des Charentes dans la *Collection Arnaud* semble militer en faveur de la seconde. C'est d'ailleurs celle qui paraît avoir les faveurs de M. Moret.

Puisse cette modeste contribution n'être que la préface à des recherches de plus grande envergure.

1. Note présentée à la séance du 1^{er} mars 1943.

2. J'adresse à M. le Professeur Ch. Jacob, Membre de l'Institut, qui, en m'accueillant dans son Laboratoire, a permis la réalisation de ce travail, l'expression de ma gratitude et mes remerciements les plus respectueux. J'exprime également ma reconnaissance à M. J. Alloiteau, chargé de Recherches à la Sorbonne, qui, s'étant attaché à l'étude des très nombreux Polypiers de la *Collection Arnaud*, a eu l'idée de ce travail et a bien voulu diriger mes recherches ; à M. J. Piveteau, Professeur de Paléontologie à la Sorbonne, qui a bien voulu me permettre de consulter les Collections de Spongiaires de l'École des Mines et s'intéresser à mon travail ; à M. G. Ranson, Sous-Directeur du Laboratoire de Malacologie du Muséum, qui m'a aimablement aidé à retrouver les échantillons de la *Collection Michelin* qu'il m'était nécessaire de consulter.

I. ÉPONGES SILICEUSES

A) Lithistides

1° MÉGAMORINES

Famille des *Dorydermidae*Genre *Doryderma* ZITTEL, 1878*Doryderma (Brochodora) Roemeri* HINDE

1926. *Doryderma (Brochodora) Roemeri* MORET. Spong. sil. du Crétacé franç., p. 120, pl. IV, fig. 1, pl. X, fig. 1, 2, 2', 1'.

Je rapporte à cette espèce branchue un fragment de tige traversé par des canaux verticaux de 2 mm environ de section.

Le réseau des desmes est très bien dégagé, mais il est calcifié et les articulations des mégacloes ne sont pas visibles. Un échantillon, La Roquette. Campanien supérieur.

2° TÉTRACLADINES

Famille des *Phymatellidae* SCHRAMMENGenre *Jerea* LAMOUROUX, 1821, emend. ZITTEL, 1887*Jerea excavata* MICHELIN

1926. *Jerea excavata* MORET. Spong. sil. du Crétacé franç., p. 161, pl. XII, fig. 6.

La collection possède dans le Campanien 2 échantillons de cette espèce classique. Ils sont silicifiés et la spiculation ne peut être étudiée que sur des surfaces polies qui permettent d'apercevoir nettement les tétracloes blancs noyés dans la masse transparente de calcédoine. Il n'existe plus de spicules dermaux.

Les 2 échantillons ont été sectionnés près de la base.

Pour le premier, la partie supérieure, en forme de coupe déprimée au sommet où se voient les gros pores exhalants, existe seule.

Pour la deuxième, il n'existe que la base, très élargie en forme de ventouse dans laquelle sont logés les curieux organismes tronconiques désignés par Courtiller sous le nom de *Polytrema* et considérés par cet auteur comme des parasites de l'éponge.

Meurignac : Campanien inférieur (Couche N²P).

La Gelie : Campanien inférieur (Couche P¹).

1. Ces indications reportent à l'ouvrage le plus récent dans lequel figure une synonymie complète.

Jerea clavata POCTA.

1926. *Jerea clavata* MORET. Spong. sil. du Crétacé franç., p. 160.

Cette espèce, voisine de la précédente, s'en distingue par la forme générale plus massive, le pédoncule beaucoup plus court et plus épais.

La base est également élargie en ventouse de fixation pourvue de *Polytrema*.

Deux échantillons presque complets figurent dans la collection. Ils sont silicifiés et la spiculation est très altérée. L'un d'eux a été fendu suivant son axe vertical ce qui permet de voir les gros canaux exhalants qui parcourent l'éponge de la base au sommet.

Birac : Campanien inférieur (Couche N²P).

Malaville : Campanien inférieur (Couche P).

Genre *Polyjerea* DE FROMENTEL, emend. ZITTEL, 1878

Polyjerea excavata MORET, 1926

1926. *Polyjerea excavata* MORET. Spong. sil. du Crétacé, franç., p. 163.

Je rapporte à cette espèce deux échantillons silicifiés et partiellement épigénisés en oxyde de fer comprenant chacun deux individus accolés analogues à *Jerea excavata*.

Chez le plus bel échantillon, les deux individus sont de taille très différente. Le plus petit n'a pas encore sa cavité pseudogastrique bien individualisée. Il semble issu, par bourgeonnement, de la base du grand individu.

Meurignac : Campanien inférieur.

Genre *Siphonia* PARKINSON, 1822, emend. ZITTEL, 1878

Siphonia pyriformis GOLDFUSS

1926. *Siphonia pyriformis* MORET. Spong. sil. du Crétacé franç., p. 166, pl. IX, fig. 2-4.

L'unique échantillon de cette espèce qui existe dans le Campanien de la collection est de petite taille.

Hauteur : 2 cm 7.

Diamètre maximum : 2 cm 2.

L'apex porte des sillons radiaires qui correspondent aux canaux exhalants de la profondeur débouchant dans la cavité gastrique. Les pores inhalants (de 1/2 mm environ de diamètre) sont assez nombreux et irrégulièrement répartis.

La spiculation est remarquablement conservée en surface et a

pu être dégagée à l'acide, ce qui est assez rare, les échantillons de cette espèce étant très souvent silicifiés. Les tétraclones sont petits et à clones lisses et extrémités peu ramifiées. Les spicules dermaux sont de grands dichotriaènes.

Livernant : Campanien inférieur (P¹).

Siphonia pyriformis, forme *incrassata* GOLDFUSS

1926. *Siphonia pyriformis*, forme *incrassata* MORET. Spong. sil. du Crétacé franç., p. 166, pl. IX, fig. 1.

Deux échantillons petits et calcifiés de cette espèce très aplatie dans le sens de la hauteur. L'apex est surélevé et le pédoncule très court. La spiculation a complètement disparu.

Bouteille : Campanien moyen (Couche P²).

Siphonia pyriformis, forme *ficus* GOLDFUSS

1926. *Siphonia pyriformis*, forme *ficus* MORET. Spong. sil. du Crétacé franç., p. 167, fig. 65b.

Espèce classique du Bassin de Paris, en forme de figue. M. Moret en fait une forme de *S. pyriformis*.

Deux échantillons silicifiés où la spiculation n'est plus visible. A la partie supérieure des côtes radiaires en relief qui sont la trace de canaux exhalants.

Meurignac : Campanien inférieur (N²P).

Famille des *Discodermidae* SCHRAMMEN

Genre *Pseudojerea* MORET

*Pseudojerea astierensis*¹ nov. sp.

(fig. 1-7; pl. I, fig. 1)

Holotype. — Univ. de Paris, Lab. de Géol. de la Sorbonne, Collection Arnaud, Saint-Astier. Campanien.

Description. — Éponge pyriforme, plus large que haute, finement pédunculée. L'apex déprimé forme une cavité pseudo-gastrique peu profonde dont les bords sont arrondis et parcourus par des canaux radiaires.

Le système aquifère est du type *Jerea* : canaux inhalants aboutissant à de petits pores inhalants répartis irrégulièrement à la surface, canaux exhalants plus gros traversant l'éponge dans toute sa hauteur pour se terminer dans la cavité pseudo-gastrique.

1. De Saint-Astier.

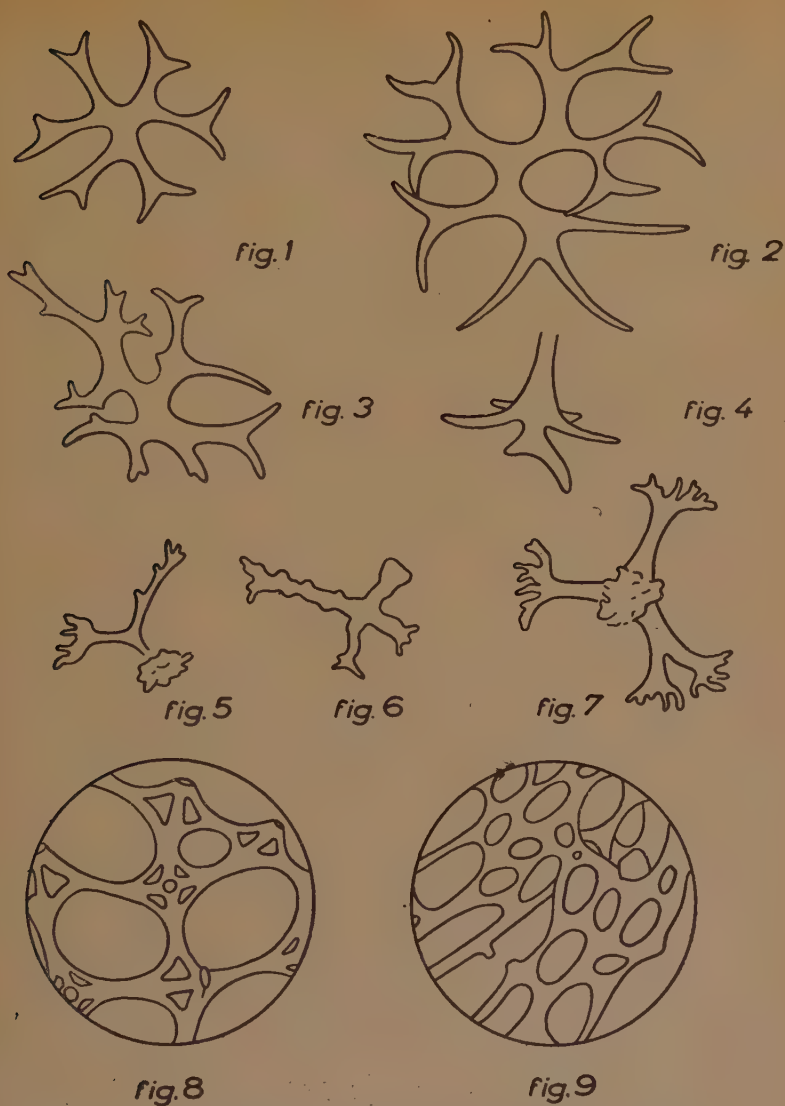


FIG. 1-7. — *Pseudojerea Astierensis* nov. sp. ($\times 150$ environ).

Fig. 1. Didichotriaène simple. — Fig. 2. Didichotriaène secondairement ramifié (la symétrie n'est déjà plus parfaite). — Fig. 3. Spicule tout à fait dissymétrique : véritable phyllotriaène très découpé. — Fig. 4. Le seul didichotriaène normal trouvé à la surface de l'échantillon. — Fig. 5. Squelette essentiel tétraclone dont un axe a avorté. — Fig. 6. Tétraclone normal. — Fig. 7. Tétraclone dont un des clones est secondairement divisé.

FIG. 8-9. — *Rhizocheton Jacobi* nov. sp.

Fig. 8. Réseau cubique à lychnisques du corps de l'éponge. — Fig. 9. Réseau déformé dans les racines.

Le squelette essentiel est formé de tétraclones à branches lisses ou verruqueuses et à extrémités très arborisées. Certains tétraclones n'ont que trois branches. Ceux qui entourent les pores inhalants sont déformés (fig. 5-7).

Les spicules dermaux sont des *didichotriaènes*, c'est-à-dire des dichotriaènes ramifiés secondairement (pl. I, fig. 1). Certains même sont ramifiés plusieurs fois et de façon irrégulière si bien que leur symétrie disparaît (fig. 2). Ils ont alors l'aspect de phyllotriaènes très découpés (fig. 3). Ne pourrait-on voir là l'ébauche d'un processus de passage des dichotriaènes aux phyllotriaènes ?

M^{lle} L. Hérenger, dans une note récente à l'Académie des Sciences ¹, a montré que la possibilité de ce passage (gros de conséquences, puisqu'il détruirait l'individualité de ces deux catégories de spicules dermaux qui sont à la base de la systématique des Tétracladines) doit être envisagée.

Ici, le processus de passage d'une forme à l'autre serait différent de celui étudié par M^{lle} Hérenger et seules les phases intermédiaires ont été vues. Il manque les deux phases extrêmes, c'est-à-dire le dichotriaène simple d'un côté et le phyllotriaène peu lobé de l'autre ².

Il est vrai qu'on peut tout simplement considérer le didichotriaène comme un phyllotriaène particulier. Et c'est en vertu de cette hypothèse simpliste et en attendant confirmation des vues précédentes par des travaux ultérieurs que j'ai classé cet échantillon dans la famille des *Discodermidae*.

Comparaisons et affinités. — Cette espèce présente des caractères communs avec *Discodermia antiqua* SCHRAMMEN (système aquifère, spicules essentiels, phyllotriaène dessiné par Schrammen et qui ressemble bien à un didichotriaène (cependant les extrémités des branches ne sont pas pointues). Elle en diffère par sa cavité pseudo-gastrique très peu profonde et le manque de petits canaux sinueux de la surface, dans le lit desquels sont les pores inhalants de *D. antiqua*.

Pseudojerea astierensis se distingue nettement des autres espèces du genre, par ses spicules dermaux d'abord, et par ses caractères extérieurs : elle n'a pas, comme *P. massiliensis*, qui est par ailleurs de forme plus élancée, de thèque basale ; sa cavité pseudo-gastrique n'est pas profonde comme celle de *P. excavata* ; elle n'est pas lobée comme *P. lobata* et son système aquifère n'a pas la simplicité archaïque de celui de *P. Jouberti*.

1. CR. Ac. Sc., t. 214, séance du 2 février 1942, p. 232.

2. J'ai bien trouvé un dichotriaène simple (fig. 4), il est plus petit que les didichotriaènes. Mais il est dans une position qui ne permet pas d'avoir la certitude qu'il appartenait effectivement à cet échantillon, d'autant plus qu'il se trouve sur une partie de l'éponge où toute autre spiculation a été détruite.

Dimensions : hauteur : 3 cm.

diamètre : au sommet : 4 cm 3.

à la naissance du pédoncule : 1 cm 5.

diamètre des canaux :

: exhalants : 1 mm à 1 mm 5.

: inhalants : 0 mm 5 à 0 mm 8.

Conservation et gangue. — Malgré le début d'épigenie en oxyde de fer, la spiculation est, en certains endroits favorisés, admirablement conservée et a pu être dégagée à l'acide. La gangue est un calcaire blanchâtre.

Faune associée. — *Rhynchonella globata*, *Hemiaster breviusculus*, *Hippurites Arnaudi*, *Ostrea cornuaretis*, *Ostrea Matheroniana*, etc...

Saint-Astier : Campanien inférieur.

Famille des *Astrocladiae* SCHRAMMEN

Genre *Astrocladia* ZITTEL, 1878

Astrocladia laevis ROEMER, sp.

1912. *Astrocladia laevis* SCHRAMMEN. Die Kiesel-spong der Ob. Kreide, p. 112.

Espèce branchue, portant, à la surface, des groupes de pores exhalants en forme d'étoiles. Ils sont ici assez serrés (distance des centres : environ 5 mm). C'est ce caractère qui sépare cette espèce de *Astrocladia subramosa* où les pores étoilés sont beaucoup plus espacés.

Un échantillon calcifié sur lequel la spiculation n'est plus visible.

Caillau : Campanien supérieur (P³).

Famille des *Chenendoporidae* SCHRAMMEN

Genre *Chenendopora* LAMOUROUX, 1821, emend. ZITT., 1878

Chenendopora fungiformis LAMOUROUX

1926. *Chenendopora fungiformis* MORET. Spong. sil. du Crétacé franç., p. 197.

Éponge en forme d'entonnoir très évasé. A l'intérieur de la coupe, gros pores exhalants, l'extérieur est lisse.

Les échantillons, comme cela a lieu généralement, sont silicifiés, mais

7 décembre 1943.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XIII. — 4

la spiculation est visible sur des esquilles, par transparence, à travers la masse de calcédoine

Deux échantillons, Bussac de Birac : Campanien inférieur (NP).

Chenendopora terebrata MICHELIN.

1926, *Chenendopora terebrata* MORET. Spong. sil. du Crétacé franç., p. 199.

Espèce très allongée, en forme de cornet à parois épaisses. Cavité pseudo-gastrique profonde. Surface extérieure bosselée.

Trois échantillons silicifiés dont la spiculation est visible à travers la masse transparente de calcédoine.

Bussac de Birac : Campanien inférieur (NP).

B) Hexactinellides

1° HEXACTINOSA

Famille des *Craticulariidae* RAUF, 1893

Genre *Craticularia* ZITTEL, 1878

Craticularia subseriata ROMER, 1840

1883. *Craticularia subseriata* HINDE. Catal., p. 95.

Espèce tubulaire à section elliptique, branchue. Les pores exhalants et inhalants forment un fin quadrillage régulier. Le réseau des hexactines est généralement cubique.

Cette espèce se différencie de *Craticularia Fittoni* par la dimension de ses pores qui sont ici plus petits (moins de 1 mm).

La collection possède 2 échantillons de cette espèce. L'un d'eux est une simple partie de branche. L'autre est plus important et possède la base de plusieurs rameaux se détachant, à des hauteurs différentes, du rameau principal. Ses dimensions sont les suivantes :

Épaisseur des parois : 2 mm 5.

Section $\left\{ \begin{array}{l} \text{grand axe : 32 mm.} \\ \text{petit axe : 12 mm.} \end{array} \right.$

Cet échantillon, en partie calcifié, a subi un commencement d'épigénie en oxyde de fer qui rend bien visibles les axes des hexactines.

Caillau : Campanien supérieur.

2° LYCHNISCOSA

Famille des *Sporadosciniidae* SCHRAMMEN, 1912

Genre *Sporadoscinia* POMEL, 1872, emend. ZITTEL, 1878

Sporadoscinia Decheni GOLDFUSS, 1826

1912. *Sporadoscinia Decheni* SCHRAMMEN. Die Kiesel-spong.

Je rapporte à cette espèce deux fragments en partie calcifiés dont cependant certains paquets de spicules ont été bien conservés et montrent de façon parfaite le réseau cubique à lychniscques très nets.

L'épaisseur des parois est, chez un échantillon, de 1 cm en moyenne; chez l'autre, provenant d'un individu beaucoup plus petit de 4 mm. La disposition des pores sur les parois interne et externe est conforme aux bonnes figurations de Goldfuss et de Schrammen.

Montmoreau : Campanien moyen.

Sporadoscinia Quenstedti SCHRAMMEN, 1912.

1912. *Sporadoscinia Quenstedti* SCHRAMMEN. Die Kiesel-spong.

Les 3 échantillons de cette espèce que possède la collection sont des fragments de grands individus. L'un d'eux est calcifié, les deux autres ont subi une épigénie partielle en oxyde de fer et l'attaque à l'acide a été impuissante à dégager la spiculation. Cependant la forme extérieure est bien conforme aux figurations de Quenstedt et Schrammen. Le caractère principal est l'alignement très net des pores de la face externe suivant des séries longitudinales.

Caillau, les Monards : Campanien supérieur.

Famille des *Ventriculitidae* ZITTEL, 1878.

Genre *Rhizopoterionopsis* nov. gen.

Lychniscosa subcoloniale dont les individus, réunis par la base, sont construits sur le type *Rhizopoterion* ZITTEL, 1878.

Chaque individu est tubulaire. La paroi des tubes est assez épaisse et très plissée. Ces plis déterminent des côtes longitudinales. Les parties supérieures des tubes sont toutes à peu près dans un même plan.

Les pores inhalants et exhalants disposés entre les côtes sont de forme et de taille irrégulières et leurs bords sont dentelés.

Réseau dictyonal cubique à lychnisques. Les rayons des hexactines sont lisses.

Rapports et différences. — Ce genre ne peut se comparer, par la forme extérieure, qu'aux genres *Ramispongia* QUENSTEDT et *Nexispongia* QUENSTEDT également constitués de colonies d'individus tubulaires dont les faces supérieures sont disposées dans un même plan.

Or, *Ramispongia* est mis en synonymie par Oppliger (Die Juraspongien von Baden, p. 30, taf. 5, fig. 1) avec *Sporadopyle* classé par cet auteur dans la famille des Ventriculitidés.

Le genre *Sporadopyle* (à hexactines sans lychnisques) a été, depuis les travaux de Schrammen, retiré de la famille des Ventriculitidés (hexactines à lychnisques). Si la détermination d'Oppliger est correcte, *Ramispongia* serait donc une *Hexactinosa*.

Mais ni Quenstedt, ni Oppliger n'ont figuré, ni décrit la spiculation de l'un ni de l'autre des deux genres et il ne paraît pas possible de tenir compte de leurs déterminations.

Rhizopoterionopsis Caillauensis, nov. sp. (génotype)

(pl. I, fig. 2, 3, 4)

Holotype. — Univ. de Paris. Lab. de Géologie de la Sorbonne, Collection Arnaud. Caillau, Campanien supérieur (P³).

Description. — Colonie de onze individus réunis par leur base. Chaque individu a la forme d'un tube à section circulaire ou légèrement elliptique présentant à l'extérieur de fortes côtes longitudinales entre lesquelles sont les pores exhalants.

L'unique échantillon que possède la collection est en partie calcifié et l'attaque à l'acide n'a pu permettre de dégager partout parfaitement le réseau spiculaire, surtout sur la face exhalante. En particulier, les lychnisques sont difficilement visibles.

Une coupe mince perpendiculaire à l'axe montre cependant parfaitement : le plissement des parois et le réseau cubique à lychnisques très nets (pl. II, fig. 4).

Dimensions :

1° de la colonie entière : 9 cm sur 12 cm ;

2° des individus :

hauteur : 4 à 5 cm.

diamètre : 1,5 à 2 cm.

épaisseur des parois : 3 à 4 mm.

3° distance entre les individus au sommet : 3 mm à 2 cm 5.

Comparaisons et affinités. — Par sa structure et sa spiculation, cette espèce se rapproche de *Rhizopoterion tubiforme* SCHRAMMEN qui présente des côtes longitudinales et un réseau dictyonal à mailles cubiques et lychnisques figurés par Schrammen et tout à fait comparables à ceux de *Rhizopoterionopsis*.

Conservation et gangue. — Bonne conservation malgré le début de calcification. La gangue est un calcaire à nombreux Bryozoaires.

Faune associée. — *Spondylus spinosus*, *Ostrea frons*, *O. vesicularis*, *Rhynchonella globata*, *R. Eudesi*, *Terebratula santoniensis*, *Ananchytes gibba*, *Salenia scutigera*, *Cidaris subvesiculosa*, Bryozoaires.

Caillau : Campanien supérieur (Couche P³ d'Arnaud).

Genre *Rhizocheton*¹, nov. gen.

Ce genre comprend des Éponges en forme de coupe plus ou moins évasée portant à la base des expansions rhizoïdes en nombre variable, ramifiées irrégulièrement. L'apex déprimé constitue une cavité pseudo-gastrique peu profonde (ou même inexistante) portant sur ses bords plus ou moins arrondis de nombreux sillons radiés. La surface est pourvue de côtes longitudinales.

Les hexactinés sont petits, à branches lisses assez fortes. Ils portent des lychnisques bien formés (fig. 8 ; pl. I, fig. 5).

À la partie supérieure de l'Éponge, le réseau est à mailles cubiques plus ou moins irrégulières. Dans les racines il se déforme de façon très capricieuse, par étirement longitudinal. Les lychnisques ne sont plus reconnaissables (fig. 9).

Le squelette est disposé de telle sorte qu'il constitue les parois de nombreux canaux longitudinaux qui sillonnent l'éponge dans toute son épaisseur et viennent aboutir dans la cavité pseudo-gastrique.

Sur des coupes transversales et longitudinales, on observe leur section subpolygonale à diamètre à peu près constant ; ils communiquent entre eux à intervalles irréguliers par des canaux obliques (pl. I, fig. 6).

1) J'ai été frappé dès l'abord par la ressemblance que présentaient mes échantillons avec *Jerea arborescens* MICHELIN et *Chenendopora obliqua* MICHELIN que M. Moret a fait entrer en synonymie avec *Prokaliapsis arborescens*. M. Moret indique dans son Mémoire qu'il n'a pas eu entre les mains tous les échantillons de Michelin et que cette synonymie, basée uniquement sur la forme extérieure, demanderait une vérification.

1. De *Rhizon* : racine et *ochetos* : canal = qui porte des racines et est pourvu de canaux.

J'ai pu retrouver les échantillons de Michelin et les étudier. Il s'agit des deux échantillons de *Chenendopora obliqua* figurés par Michelin (pl. 40, fig. 2 a et 2 b) et d'une trentaine de fragments de *Jerea arborescens* (dont celui figuré pl. 42, fig. 2 b).

Tous sont silicifiés et la spiculation est très mal conservée.

Cependant sur un des échantillons de *Chenendopora obliqua* (celui figuré pl. 40, fig. 2 a), j'ai pu reconnaître les spicules caractéristiques de *Prokaliapsis*, ce qui confirme les résultats de M. Moret.

Quant aux échantillons de *Jerea arborescens* aucun n'est complet. J'ai cru reconnaître sur quelques-uns d'entre eux les tétracloques déformés pourvus d'anneaux figurés par M. Moret, mais la mauvaise conservation ne me permet pas d'être plus affirmatif.

Sur d'autres fragments, par contre, le réseau m'a paru tout à fait comparable à celui de mes échantillons mais je n'ai pu reconnaître les hexactines qui sont, ainsi que je l'ai indiqué plus haut, considérablement déformés dans les racines. Il est donc possible que les échantillons de Michelin se rapportent aux deux genres.

Quoi qu'il en soit, par leur aspect extérieur, par la disposition de leurs canaux qui, chez les deux genres, apparaît identique sur des sections transversales et longitudinales, *Prokaliapsis arborescens* et *Rhizocheton* présentent des ressemblances certaines bien que la systématique les éloigne beaucoup l'un de l'autre.

Ce fait serait, s'il en était besoin, une preuve de plus pour montrer la fragilité, chez les Éponges, des déterminations basées sur le seul aspect extérieur.

2) Goldfuss a figuré et décrit sous le nom de *Siphonia cervicornis* (et non *Scyphia cervicornis* comme l'indiquent Zittel et Schrammen) un fragment d'éponge possédant des canaux longitudinaux et des racines (Petref. Germ., pl. VI, fig. 11 et pl. XXXV, fig. 11 et non pl. IV et XXV). Aucune spiculation n'est évidemment décrite ni figurée.

Zittel (1877, *Studien*, I, p. 51 et *Neues Jahrbuch*, p. 362, pl. 3, fig. 6) crée pour cette espèce le genre *Rhizopoterion* dont il figure uniquement la spiculation. Ce genre est repris successivement par Hinde (1893) et Schrammen (1910-12).

Schrammen, tout en conservant le genre et en créant des espèces nouvelles, signale la difficulté de faire des déterminations génériques sur le type incomplet choisi par Zittel.

Ce type posséderait d'ailleurs une cavité pseudo-gastrique très profonde, se prolongeant dans presque toute la hauteur du corps

(les espèces créées par Schrammen possèdent également ce caractère).

Ceci distingue du genre *Rhizopoterion* le genre nouveau *Rhizocheton*, lequel est d'ailleurs établi, contrairement à celui de Zittel, sur des échantillons complets dont la forme générale est tout à fait caractéristique.

Rhizocheton Jacobi¹ nov. sp. (Géotype)

(fig. 8-9; pl. I, fig. 5-6; pl. II, fig. 4)

Holotype. — Univ. de Paris, Lab. de Géologie de la Sorbonne. Collection Arnaud. Pilon, Campanien supérieur.

Description. — Cette espèce, dont le corps est légèrement tronconique, se termine à sa partie supérieure par une coupe peu profonde et très évasée portant à l'intérieur de nombreux sillons radiaires. Les bords de cette coupe sont très peu arrondis. Du pied partent de nombreuses et fortes ramifications rhizoïdes. Les canaux qui parcourent l'éponge longitudinalement aboutissent au fond de la coupe, dans une cavité pseudo-gastrique très peu profonde.

La spiculation n'a pu être partout dégagée à l'acide. On voit cependant le réseau cubique à lychnisques, assez irrégulier, certaines mailles tendant à devenir tétraédriques.

Dimensions : hauteur : 5 cm 5;

diamètre à la base : 4 cm 5;

diamètre au sommet : 6 cm 7;

diamètre des racines : 1 cm à 1 cm 5;

diamètre des canaux : 0,8 à 1 mm.

Comparaisons et affinités. — C'est par la forme de sa partie supérieure, toujours très évasée, que cette espèce se distingue des deux suivantes.

Nombre de spécimens : six.

Conservation et gangue. — Bonne conservation. La gangue est un calcaire gris à Bryozoaires et Foraminifères. Les échantillons de Talmont ont subi un commencement d'épigénie en oxyde de fer.

Pilou, Talmont : Campanien supérieur.

Faune associée. — *Ostrea vesicularis*, *Terebratula santoniensis*, *Rhynchonella gibbosa*, *Janira sexangularis*, *J. Truelli*, *J. quadricosta*, Bryozoaires.

1. Je dédie respectueusement cette espèce à M. le professeur Ch. Jacob, membre de l'Institut.

Rhizocheton cylindricum nov. sp.

(pl. II, fig. 2)

Holotype. — Univ. de Paris. Lab. de Géologie de la Sorbonne. Collection Arnaud. Talmont, Campanien supérieur.

Description. — Cette espèce est cylindrique ou subcylindrique.

L'apex est légèrement déprimé en une cavité pseudo-gastrique peu profonde. Les bords sont très arrondis et sillonnés de nombreux canaux radiaires.

De la base partent de grosses ramifications rhizoïdes. Elles sont au nombre de quatre chez l'échantillon décrit et sont brisées dès la base. Les côtes longitudinales qui sillonnent la surface sont cachées en partie sous un cortex qui devait recouvrir toute l'éponge, mais dont la structure n'est pas visible.

Canaux longitudinaux dans toute la profondeur; réseau spiculaire à mailles cubiques parfois déformées.

Dimensions : hauteur 7 cm ;

diamètre : 3 cm ;

diamètre des racines : 1 cm 5 à 2 cm 3 ;

diamètre des canaux : 0,8 à 1 mm.

Comparaisons et affinités. — Cette espèce se distingue des deux autres par sa forme subcylindrique non élargie au sommet. C'est à elle que se rattacherait les fragments de *Jerea arborescens* MICHELIN qui semblent appartenir au genre *Rhizocheton*.

Nombre de spécimens : trois, incomplets.

Conservation et gangue. — Conservation assez bonne. La gangue est un calcaire grisâtre à Bryozoaires.

Caillau; Talmont : Campanien supérieur.

Rhizocheton Arnaudi nov. sp.

(pl. II, fig. 3)

Holotype. — Univ. de Paris. Lab. de Géologie de la Sorbonne. Coll. Arnaud. Caillau, Campanien supérieur.

Description. — Le corps de l'éponge est de section elliptique. Le sommet est brusquement très élargi et porte de larges plis. Les ramifications rhizoïdes de la base sont fines, à peu près perpendiculaires au corps de l'éponge et s'allongent uniquement dans deux directions diamétralement opposées.

L'ensemble paraît comprimé latéralement et il ne semble cependant pas que ce soit là un accident dû à la fossilisation. Peut-être pourrait-on plutôt penser à une adaptation anatomique, à une situation particulière dans le milieu où vivait l'animal.

Dimensions : hauteur : 5 cm 8;
diamètre du corps : 4 cm;
diamètre au sommet : 8 cm;
diamètre des racines : 8 mm à 1 cm.

Comparaisons et affinités. — Cette espèce se distingue nettement des deux autres du même genre par sa forme générale et surtout sa partie supérieure très élargie et plissée.

Nombre de spécimens : un seul.

Conservation et gangue. — Bonne conservation. La gangue est un calcaire gris à Bryozoaires. Légère épigénie en oxyde de fer.

Caillau : Campanien supérieur.

Faune associée. — (Voir *Rhizopoterionopsis Caillauensis*¹.)

Famille des *Becksidae*

Genre *Plocoscyphia* REUSS, 1846

emend. SCHRAMMEN, 1912

Plocoscyphia Roemeri LÉONHARD, 1897

1926. *Plocoscyphia Roemeri* MORET. Spong. sil. du Crétacé franç., p. 230, pl. VIII, fig. 8 ; pl. XXIII, fig. 5.

L'échantillon étudié est de forme ovoïde et mesure 4 cm 6 de long sur 3 cm de haut. L'épaisseur des parois des tubes anastomosés constituant l'éponge est d'environ 1 mm. Les cavaedia sont de dimensions et de forme très irrégulières. Le réseau spiculaire est à mailles cubiques. Les lychnisques sont difficiles à voir. Les branches des hexactines sont munies de pointes assez peu nombreuses.

Un échantillon complet ayant subi un commencement de calcification.

La Roquette : Campanien supérieur.

1. Depuis la date du dépôt de ce travail au Secrétariat de la Faculté des Sciences de Paris pour l'obtention du diplôme d'Études Supérieures (26 juin 1942), M^{lle} Hérenger a publié, en octobre 1942 (*Travaux du Lab. de Géol. de la Fac. des Sc. de Grenoble*, t. XXIII, p. 143), une étude intitulée « Spongiaires du Jurassique et du Crétacé de Catalogne », dans laquelle est décrit, sous le nom de *Xylospongia*, un genre nouveau qui paraît entrer en synonymie avec le genre nouveau *Rhizocheton* décrit ci-dessus.

Il semble que cette dernière appellation, avec description et figuration, employée antérieurement à celle de *Xylospongia*, doive être maintenue.

II. ÉPONGES CALCAIRES

Ordre des Pharétrones

1) Famille des *Pharétronines* STEINMANNGenre *Elasmojerea* DE FROMENTEL, 1859

(= *Elasmocœlia* ROEMER, 1864 ; *Elasmocœlla* ZITTEL, 1876 ; *Elasmocœlia* HINDE, 1883).

Rœmer, en 1864, classe ce genre dans la sous-famille des *Siphonocœlidae* et le genre *Jerea* dans la sous-famille des *Jereidae*, et en conséquence change le nom du genre en *Elasmocœlia*.

Cette classification n'ayant pas été retenue, et en accord avec la loi de priorité et de désinence primitive, il semble correct de rétablir le nom générique donné par de Fromentel.

D'ailleurs il est probable, d'après la figuration de Rœmer que *Elasmocœlia sequana* de cet auteur diffère d'*Elasmojerea sequana* DE FROMENTEL, espèce type du genre. C'est l'avis exprimé par de Loriol qui, reprenant en 1869 le nom générique donné par de Fromentel, affirme que Rœmer a décrit sous le nom d'*Elasmocœlia* une véritable *Discœlia*.

Elasmojerea sequana DE FROMENTEL, 1859.

1859. *Elasmojerea sequana* DE FROMENTEL. Introduction à l'Et. des ép. fossiles, p. 34, pl. 2, fig. 3.
 1861. *Elasmojerea sequana* DE FROMENTEL. Catal. raisonné des Spong. de l'Ét. néocomien, p. 40.
 1863. *Elasmojerea sequana* DE LORIOL. Invertébrés fossiles du Néoc. moyen du Mont Salève, p. 296, pl. 21, fig. 9.
 1864. *Elasmocœlia sequana* ROEMER. Die Spongitarier des Norddeutschen Kreide Gelinges, p. 32, pl. 1, fig. 11.
 1869. *Elasmojerea sequana* DE LORIOL. Paléont. et Strat. de l'Urgonien infér. du Landéron, p. 69, pl. 5, fig. 13-15.
 1876. *Elasmocœlia sequana* ZITTEL. Studien über fossile Spongien, V, Calcispongiae, p. 34.

Spongiaire en lame plane ou ondulée. Oscules sur la tranche supérieure, en série unique, laissant entre eux un espace à peu près égal à leur diamètre.

Diamètre des oscules : 1 mm à 4 mm 5.

L'épaisseur des lames (5 à 6 mm) et leur hauteur (jusqu'à 8 cm 5) sont sensiblement plus grandes que celles des échantillons décrits par les précédents auteurs (épais. : 3 à 4 mm, hauteur 3 à 5 cm).

Un grand échantillon et plusieurs fragments.

Caillau, Pilou : Campanien supérieur (couche P³ d'Arnaud).

Elasmojerea tortuosa DE LORIOI, 1869

1869. *Elasmojerea tortuosa* DE LORIOI. Paléont. et Strat. de l'Urgonien infér. du Landéron, p. 68, pl. 5, fig. 16-17.

1876. *Elasmocœlia tortuosa* ZITTEL. Studien über fossile Spongien, V, Cal-cispongiae, p. 34.

Spongiaire en lame très contournée, fixée par une base étroite souvent rétrécie en pédoncule. Oscules sur la tranche supérieure, sur deux rangées :

Diamètre des oscules : 1 mm à 1 mm 5 (quelques-uns cependant dépassent 2 mm).

Épaisseur de la lame : 5 mm à 7 mm.

Hauteur de la lame : 5 à 7 cm.

Ces dimensions sont également, pour cette espèce, légèrement supérieures à celles données par de Lorioi dans la description de son type.

Dix échantillons étudiés :

Caillau, Pilou, La Roquette : Campanien supérieur (couche P³ d'Arnaud).

Elasmojerea macrophthalma, nov. sp.

(Pl. II, fig. 5, 6)

Holotype. — Univ. de Paris. Lab. de Géologie de la Sorbonne, Collection Arnaud. Caillau, Campanien supérieur.

Description. — Cette espèce se présente sous forme d'une lame ondulée d'épaisseur constante, percée de très nombreux pores de forme et de dimensions irrégulières. Elle s'épanouit en éventail depuis la base formant vraisemblablement organe de fixation. Les oscules sont répartis en une série unique sur le bord supérieur de la lame et leur diamètre est assez variable sur le même échantillon, mais ils sont toujours très grands par rapport à ceux des autres espèces. Ils sont très rapprochés les uns des autres.

Une lame mince montre très nettement, à l'intérieur de la fibre, de nombreuses sections des spicules triaxones caractéristiques (pl. II, fig. 5).

Dimensions : hauteur de la lame : 58 mm ;

épaisseur de la lame : 5 mm 5 ;

diamètre des oscules : min. 2 mm 5 ;

max. 4 mm ;

distance entre les bords de 2 oscules voisins :

max. 2 mm 5 ;

min. 1 mm.

Nombre de spécimens. — La collection possède uniquement le spécimen précédemment décrit.

Conservation et gangue. — La conservation est excellente. La gangue est constituée par un calcaire tendre grisâtre où se voient quelques spicules de Spongiaires siliceux (oxes et protriaènes).

Caillau : Campanien supérieur.

Faune associée. — (Voir espèce précédente).

Genre *Elasmostoma* FROMENTEL, 1859

Elasmostoma consobrinum D'ORBIGNY, sp.

4910. *Elasmostoma consobrinum* O. WELTER. Pharetronen aus dem Essener Grünsand, p. 55.

Éponge en forme de coupe très évasée dont les parois ont de 2 à 4 mm d'épaisseur. La face inférieure porte de nombreux pores sub-circulaires dont le diamètre est compris entre 0,5 et 0,8 mm. La face supérieure est lisse. On voit sur une coupe mince, dans la fibre caractéristique, quelques restes de spicules triradiés de grandeur moyenne.

Quatre échantillons. Les Monards, Pilou : Campanien supérieur.

Elasmostoma scitulum HINDE

1883. *Elasmostoma scitulum* HINDE. Catal., p. 135, pl. 36, fig. 6.

Éponge en forme de coupe, généralement beaucoup plus élancée que l'espèce précédente. Certains échantillons ont même un véritable pédoncule.

La face interne porte de nombreux pores circulaires de 1 mm environ de diamètre. La face externe est lisse. La fibre est grosse. Les spicules n'y sont pas visibles.

Quinze échantillons. La Roquette, Les Monards, Pilou : Campanien supérieur.

Elasmostoma plicatum HINDE

1883. *Elasmostoma plicatum* HINDE. Catal., p. 199, pl. 37, fig. 1.

Cette espèce ressemble beaucoup à la précédente. Même disposition des pores à la face supérieure. Mais ceux-ci sont plus petits (en moyenne 0 mm 5) et la taille des fibres est plus faible.

Deux échantillons. Les Monards : Campanien supérieur.

Genre *Raphidonema* HINDE, 1883*Raphidonema stellatum* GOLDFUSS

1910. *Raphidonema stellatum* WELTER. Pharetronen aus dem Essener Grünsand, p. 55, pl. 3, fig. 15.

Éponge en forme de lame mince (3 mm d'épaisseur). L'une des faces porte des oscules petits (0 mm 5 environ) et nombreux. Les fibres qui divergent autour de ces oscules simulent grossièrement des rayons étoilés.

Un échantillon. La Roquette : Campanien supérieur.

2^o Famille des *Lithonina* DODERLEINGenre *Petrostoma* DODERLEIN, 1892*Petrostoma Goldfussi* GUMBEL, sp.

1910. *Petrostoma Goldfussi* WELTER. Pharetronen aus dem Essener Grünsand, pl. 2, fig. 2-4.

Cette espèce se présente sous forme de lames minces (1 à 2 mm) très plissées et très contournées, fixées par une base plus ou moins élargie. Les dimensions de l'ensemble sont très variables.

La fibre est très délicate et formée de spicules quadriradiés unis en un réseau comme cela a lieu chez les Hexactinellides.

Vingt échantillons. Caillau, La Roquette, Les Monards : Campanien supérieur.

RÉSULTATS ET CONCLUSIONS

Il a été déterminé dans le Campanien des Charentes 28 espèces dont 7 nouvelles appartenant à 16 genres parmi lesquels deux sont nouveaux.

Il faut tout d'abord remarquer l'absence totale des Rhizomorines et l'absence presque totale des Mégamorines. Quelques échantillons de ces deux groupes existent cependant, mais ils sont totalement calcifiés ou silicifiés et leur détermination, même à l'aide des lames minces, serait assez douteuse.

Le groupe le plus abondamment représenté est celui des Éponges calcaires¹.

1. Le Campanien de la Collection Arnaud est plus riche en Éponges calcaires que ne l'exprime le présent mémoire. Il reste à décrire un riche matériel comprenant de nombreux individus appartenant à plusieurs genres et espèces tous inédits.

Les espèces se répartissent ainsi dans l'échelle stratigraphique :

1 ^o Campanien inférieur	{	Lithistides	9
		Hexactinellides	0
		Calcaires	0
2 ^o Campanien moyen	{	Lithistides	1
		Hexactinellides	1
		Calcaires	0
3 ^o Campanien supérieur	{	Lithistides	2
		Hexactinellides	6
		Calcaires	9

Le Campanien moyen est à la fois pauvre en espèces et en individus.

Le Campanien supérieur possède presque toutes les Hexactinellides et toutes les Calcaires. Ce sont là certainement des faits en relation avec les conditions bathymétriques.

De toutes ces Éponges, les plus littorales sont les Calcaires et leur localisation dans le Campanien supérieur est, parmi bien d'autres, un fait qui annonce le début de la régression maestrichtienne.

Il peut paraître surprenant de voir associées aux Éponges calcaires la majorité des Hexactinellides qui sont aujourd'hui des Éponges sinon bathyales, tout au moins d'assez grande profondeur.

Ceci s'explique par le fait, généralement admis, que les Hexactinellides étaient au Secondaire beaucoup plus littorales qu'aujourd'hui.

Par ailleurs, M. le professeur Duboscq a bien voulu me signaler qu'il connaissait à Banyuls une Hexactinellide vivant très constamment à proximité de la côte.

Il paraît également intéressant de signaler que le Campanien est, de loin, dans la Collection Arnaud, l'étage le plus riche en Spongiaires. Ceci a été établi également en Allemagne et en Angleterre. Par contre, M. Moret a constaté qu'en règle générale, dans les autres régions françaises, c'est le Santonien qui comporte la faune la plus abondante.

Cependant, toutes ces constatations ne portent que sur un petit nombre d'espèces. Aucun des gisements des Charentes explorés par Arnaud n'a la richesse des gisements de Provence, du Bassin Parisien ou de l'Allemagne et les échantillons y sont en général beaucoup moins bien conservés.

LISTE DES ESPÈCES

I. ÉPONGES SILICEUSES

A) LITHISTIDES

1) MEGAMORINES ZITTEL

Famille des **Dorydermidae** MORET

Genre <i>Doryderma</i> ZITTEL	44
<i>Doryderma</i> (<i>Brochodora</i>) <i>Roemeri</i> HINDE	44

2) TETRACLADINES ZITTEL

I. Famille des **Phymatellidae** SCHRAMMEN

Genre <i>Jerea</i> LAM. emend ZITTEL	44
<i>Jerea excavata</i> MICH.	44
<i>Jerea clavata</i> POCTA.	45
Genre <i>Polyjerea</i> DE FROM.	45
<i>Polyjerea excavata</i> MORET	45
Genre <i>Siphonia</i> PARKINSON.	45
<i>Siphonia pyriformis</i> GOLDFUSS.	45
<i>S. pyriformis</i> f. <i>incrassata</i> GOLDFUSS.	46
<i>S. pyriformis</i> f. <i>ficus</i> GOLDFUSS.	46

II. Famille des **Discodermidae** SCHRAMMEN

Genre <i>Pseudojerea</i> MORET	46
<i>Pseudojerea Astierensis</i> nov. sp.	46

III. Famille des **Astrocladiae** SCHRAMMEN

Genre <i>Astrocladia</i> ZITTEL.	49
<i>Astrocladia laevis</i> ROEMER.	49

IV. Famille des **Chenendoporidae** SCHRAMMEN

Genre <i>Chenendopora</i> LAM.	49
<i>Chenendopora fungiformis</i> LAM.	49
<i>Chenendopora terebrata</i> MICHELIN.	50

B) HEXACTINELLIDES

1) HEXACTINOSA

Famille des **Craticularidae** RAUFF

Genre <i>Craticularia</i>	50
<i>Craticularia subseriata</i> ROEMER.	50

2) LYCHNISCOSA

Famille des **Sporadosciniidae** SCHRAMMEN

Genre <i>Sporadoscinia</i> POMEL	51
<i>Sporadoscinia Decheni</i> GOLDFUSS.	51
<i>Sporadoscinia Quenstedti</i> SCHR.	51

Famille des **Ventriculitidae** ZITTEL

Genre <i>Rhizopoterionopsis</i> nov. gen.....	51
<i>Rhizopoterionopsis Caillauensis</i> nov. sp.....	52
Genre <i>Rhizocheton</i> nov. gen.....	53
<i>Rhizocheton Jacobi</i> nov. sp.....	55
<i>Rhizocheton cylindricum</i> nov. sp.....	56
<i>Rhizocheton Arnaudi</i> nov. sp.....	56

Famille des **Becksidae** SCHRAMMEN

Genre <i>Plocoscyphia</i> REUSS.....	57
<i>Plocoscyphia Roemeri</i> LÉONHARD.....	57

II. ÉPONGES CALCAIRES

ORDRE DES PHARÉTRONES

1) Famille des **Pharetronines** SCHRAMMEN

Genre <i>Elasmojerea</i> DE FROMENTEL.....	58
<i>Elasmojerea sequana</i> DE FROM.....	58
<i>Elasmojerea tortuosa</i> DE LORIOLE.....	59
<i>Elasmojerea macroptalma</i> nov. sp.....	59
<i>Elasmojerea Arnaudi</i> nov. sp.....	60
Genre <i>Elasmostoma</i> DE FROMENTEL.....	61
<i>Elasmostoma consobrinum</i> D'ORB.....	61
<i>Elasmostoma scitulum</i> HINDE.....	61
<i>Elasmostoma plicatum</i> HINDE.....	61
Genre <i>Raphidonema</i> HINDE.....	62
<i>Raphidonema stellatum</i> GOLDFUSS.....	62

2) Famille des **Lithonines** DODERLEIN

Genre <i>Petrostoma</i> DODERLEIN.....	62
<i>Petrostoma Goldfussi</i> GUMBEL sp.....	62

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

Je me contenterai d'ajouter à la liste donnée par M. Moret dans son Mémoire (Contribution à l'étude des Spongiaires siliceux du Crétacé supérieur français, *Mémoires de la Société géologique de France*, 1926) :

1861. DE FROMENTEL, Catalogue raisonné des Spongiaires de l'étage Néocomien.
 1863. DE LORIOU, Invertébrés fossiles du Néocomien moyen du Mont Salève.
 1869. DE LORIOU, Paléontologie et Stratigraphie de l'Urgonien inférieur du Landéron.
 1871. GEINITZ, Das Elbthalgebirge in Sachsen. *Paleontographica*. Bd. XX.
 1873. DUNIKOWSKI, Die Pharetronen aus dem Cenoman von Essen und die Systematische Stellung der Pharetronen. *Paleontographica*, Bd. XXIX.
 1897. LEONHARD R., Die Fauna der Kreideformation in Oberschlesien, *Paleontographica*, Bd. XLIV.
 1910. O. WELTER, Pharetronen aus dem Essener Grünsand.
 1925. REGNARD (C.-H.), Notice sur les Spongiaires cénomaniens de Coulonges-les-Sablons (Orne). *B. S. g. F.* (4), t. XXV, p. 469.
 1936. SCHRAMMEN A., Die Kieselpongien des Oberen Jura von Süddeutschland A. Vorwort und Allgemeiner Teil. *Paleontographica*, Bd. LXXXIV, Abt. A.
 1936. SCHRAMMEN A., Die Kieselpongien des Oberen Jura von Süddeutschland B. Besonderer Teil. *Paleontogr.* Bd. LXXXV, Abt. A).
 1942. HÉRENGER L., Spongiaires du Jurassique et du Crétacé de Catalogne, *Tr. Lab. géol. Fac. des Sc. de Grenoble*, t. XXIII, p. 143.

EXPLICATION DES PLANCHES I ET II

PLANCHE I.

- FIG. 1. — *Pseudojerea Astierensis* nov. sp., coupe longitudinale montrant la cavité pseudogastrique et les canaux aquifères (Gr. nat.).
 FIG. 2-4. — *Rhizopoterionopsis Caillauensis* nov. gen. nov. sp. (lég^t réduit).
 Fig. 2, vu par-dessus ; fig. 3, vu latéralement ; fig. 4, le réseau spiculaire à lychnisques vu en lame mince ($\times 35$).
 FIG. 5-6. — *Rhizocheton Jacobi* nov. gen. nov. sp., réseau spiculaire et canaux.
 Fig. 5, le réseau spiculaire à lychnisques vu en lame mince ($\times 35$) ; fig. 6 les canaux longitudinaux : sections transversales et coupe longitudinale.

PLANCHE II.

- FIG. 1-3. — Genre *Rhizocheton* nov. gen.
 Fig. 1, *Rhizocheton Jacobi* nov. sp. ; fig. 2, *Rhizocheton cylindricum* nov. sp. ; fig. 3, *Rhizocheton Arnaudi* nov. sp.
 FIG. 4. — *Elasmojerea Arnaudi* nov. sp. vu par-dessus.
 FIG. 5-6. — *Elasmojerea macrophthalma* nov. sp.
 Fig. 5, lame mince montrant la fibre à l'intérieur de laquelle apparaissent quelques spicules ($\times 35$) ; fig. 6, vu par-dessus.

SUR LA FAUNE LIMNIQUE DU STÉPHANIEN MOYEN DU NORD DU PORTUGAL

PAR **Carlos Teixeira**¹.

PLANCHE III, FIG. 1-5.

La faune du Stéphanien des environs de Porto est représentée aujourd'hui par un grand nombre d'espèces, parmi lesquelles les insectes ont une place toute particulière.

C'est Wattison qui a cité, en 1921, les premiers exemplaires de la faune aquatique. Il s'agissait de Mollusques, attribués par W. Hind à *Anthracomya Wardi*, *A. Phillipsi* et *Carbonicola* n. sp.

M. Fleury, en 1931, a reconnu aussi plusieurs espèces du genre *Anthracomya*, une forme du genre *Carbonicola*, une autre d'*Esteria*, ainsi que différents insectes.

L'année dernière j'ai étudié moi-même cette faune limnique en même temps que la flore qui l'accompagne, ce qui m'a permis d'en tirer des conclusions stratigraphiques intéressantes.

Je n'ai malheureusement pas retrouvé les exemplaires de Wattison; mais j'ai eu sous la main toute la collection du Service géologique du Portugal (y compris les exemplaires cités par Fleury), en plus du très grand nombre d'échantillons recueillis par moi-même et déposés aujourd'hui au Musée de Géologie de l'Université de Porto.

*
* *

Parmi les Mollusques, j'ai trouvé les deux genres *Anthracomya* et *Carbonicola*; mais aucune forme n'a pu être identifiée avec *Anthracomya Wardi* ou *A. Phillipsi*. La forme la plus fréquente est *Anthracomya lusitanica*, nouvelle espèce dont les caractères sont les suivants.

Anthracomya lusitanica, nov. sp. (Pl. III, fig. 1). C'est une coquille un peu semblable à *A. Williamsoni* BROWN. Elle a la forme trapézoïdale, avec les bords cardinal et ventral presque pa-

1. Note présentée à la séance du 1^{er} mars 1943.

rallèles. Sa longueur est deux fois la hauteur, cette relation étant constante ; ses dimensions vont de 12 à 30 mm de long.

Le caractère des bords presque parallèles suffit pour séparer l'espèce de l'*A. modiolaris* Sow., de l'*A. stephaniensis* PRUVOST et de l'*A. Goldfussi* GEINITZ.

A. Wardi WARD est aussi plus allongée et plus étroite que l'espèce portugaise, mais ce sont sans doute des échantillons de notre nouvelle espèce qui, soumis à W. Hind, ont été classés par lui sous le nom de *A. Wardi*.

A. prolifera WATERLOT, du Stéphanien inférieur de la Sarre¹, est également une forme à bords ventral et cardinal parallèles, mais la coquille est nettement plus allongée et le crochet n'est pas légèrement recourbé vers l'avant, comme dans l'espèce portugaise.

C'est à l'*A. palatina* SCHMIDT² du même gisement que cette dernière ressemble le plus, à la fois par la disposition parallèle des bords cardinal et ventral et par le rapport ($\frac{1}{2}$) de la largeur à la longueur. Toutefois, *A. palatina* a son bord cardinal relativement plus court ; son crochet, également antérieur et saillant, n'est pas tourné vers l'avant ; enfin les stries d'accroissement sont plus nettement marquées.

Enfin l'*A. unioides* GRAND'EURY³, du Stéphanien inférieur du Gard, est aussi une forme du même groupe. Mais elle se sépare de tous ses congénères par le développement de l'angle postéro-cardinal de la valve en une sorte d'aile postérieure, le bord postérieur rencontrant la ligne cardinale presque à angle droit.

Tout ceci justifie la distinction que nous faisons de l'*Anthracomya portugaise* comme une espèce nouvelle de ce groupe.

Les exemplaires observés de *Carbonicola* n'ont pas permis de détermination spécifique.

Les phyllopodes du genre *Estheria* sont très abondants dans certaines couches du Stéphanien, en particulier à Pejão. J'ai reconnu deux espèces.

L'une a tous les caractères de :

Estheria (Euestheria) cebennensis GRAND'EURY⁴. Les exem-

1. G. WATERLOT. Faune continentale du terrain houiller sarro-lorrain. *Gîtes minéraux de la France*, Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine, t. II, p. 15, pl. I-IV.

2. *Ibid.*, p. 24, pl. IV, fig. 2-7.

3. C. GRAND'EURY. Géologie et paléontologie du Bassin houiller du Gard (1890), pl. XXII, fig. 5.

4. C. GRAND'EURY, *op. cit.*, p. 330, pl. XXII, fig. 4.

plaires (Pl. III, fig. 3 à 5), ont les valves presque ovales avec le bord cardinal rectiligne et très long (environ $\frac{4}{5}$ de la longueur totale) ; les dimensions sont environ 6 mm de long et 4,5 mm de haut, la plus grande hauteur étant située au tiers antérieur de la valve. Les valves présentent des côtes peu nombreuses bien marquées et régulièrement espacées.

Cette espèce, d'assez grande taille, est connue dans le terrain stéphanien inférieur de la France (assise de Rive-de-Gier) en deux gisements : le bassin houiller du Gard et le bassin houiller de La Mure (Isère) ¹. Les échantillons du bassin du Gard ont des dimensions tout à fait comparables aux nôtres (longueur moyenne 6 à 7 mm). Ceux de La Mure peuvent atteindre et dépasser 10 mm.

L'espèce *E. Dawsoni* JONES ², du Westphalien moyen, est celle qui se rapproche le plus de la nôtre. Mais on l'en distingue par le relief très accusé de ses cordons concentriques. L'*E. cebennensis* a des côtes beaucoup moins saillantes. La moindre densité de cette ornementation définit aussi l'*E. Dawsoni*, chez qui les côtes sont deux fois moins serrées que chez l'*E. cebennensis*, où elles sont espacées de $\frac{1}{2}$ mm en moyenne.

L'autre forme d'*Estheria* est caractérisée par ses petites dimensions. Je l'ai nommée :

Estheria (*Euestheria*) *Carneiroi* n. sp. (Pl. III, fig. 2), en hommage à l'ingénieur A. Carneiro, Directeur des mines de Pejão. Elle ne mesure que 2 mm de long et un peu plus de la moitié en hauteur. Les valves sont régulièrement convexes et présentent 6 ou 7 côtes visibles. Ce qui donne à cette espèce un caractère particulier, c'est que les côtes sont reliées par des petits trabécules, disposés comme les briques d'un mur, caractère qui la rapproche un peu du genre *Estheriella* WEISS.

L'*E. Carneiroi* rappelle par sa taille *E. tenella* et l'*E. exigua*, mais ne peut être confondue avec ces dernières.

*
* *

Les couches contenant cette faune sont typiques du Stéphanien moyen. Leur flore ne laisse aucun doute sur cette attribution.

1. P. PRUVOST. La faune continentale et la division stratigraphique des terrains houillers. *Congrès stratigraphie carbonifère*, Heerlen (1928), p. 519.

2. P. PRUVOST. Faune continentale du terrain houiller du Nord de la France (1918), p. 55, pl. 24, fig. 24 à 28, texte fig. 14.

Voici les espèces trouvées :

<i>Callipteridium gigas</i> GUTBIER	<i>Pecopteris feminaeformis</i> SCHLOTH.
<i>Pecopteris lepidorachis</i> BRONG.	<i>Pecopteris unita</i> BRONG.
<i>Pecopteris Viannai</i> TEIX.	<i>Pecopteris polymorpha</i> BRONG.
<i>Neuropteris Planchardi</i> ZEILLER	<i>Sphenophyllum longifolium</i> GER-
<i>Diplothemema Ribeyroni</i> ZEILLER	MAR
<i>Sphenophyllum oblongifolium</i>	Etc., etc.
GERMAR	

Wattison signalait aussi avec ses Mollusques les espèces :

<i>Pecopteris unita</i> BRONG.	<i>Pecopteris lepidorachis</i> BRONG.
<i>Pecopteris arborescens</i> SCHLOTH.	<i>Callipteridium gigas</i> GUTBIER

qui sont aussi des formes nettement stéphanienues.

Donc, pour conclure :

La faune de Mollusques du Stéphanien des environs de Porto comprend des espèces du genre *Anthracomya*, dont une est nouvelle, et du genre *Carbonicola*; les espèces citées par Wattison n'étaient que des formes westphaliennes et leur détermination spécifique doit être mise en doute.

Parmi les phyllopodes on signale l'extension de *E. Dawsoni* jusqu'au Stéphanien moyen et on enregistre une nouvelle espèce, l'*E. Carneiroi*.

SUR L'*ESTHERIA* BORGESI, NOUVELLE ESPÈCE DU KARROO DU MOZAMBIQUE PORTUGAIS

PAR **Carlos Teixeira**¹.

PLANCHE III, FIG. 6-7.

Le Karroo est une des formations géologiques les plus importantes de l'Afrique orientale portugaise. C'est aux environs de Tete qu'on trouve les affleurements les plus développés et les plus étendus.

Du point de vue de la géologie, le Karroo de Tete est très semblable au Karroo de la Rhodésie du Nord². Ses couches de base ont été classées dans le « Ecça » supérieur ; au-dessus on trouve les « grès de Tete », représentant la série de Beaufort, et sur ces grès il y a des formations qui correspondent à la série de Störmberg³.

J'ai pu étudier récemment quelques échantillons fossilifères du Karroo de cette région, envoyés à l'Université de Porto par mon ami l'ingénieur A. Borges.

La roche est un grès fin, schisteux, avec un grand nombre de débris végétaux, parmi lesquels j'ai déterminé : *Glossopteris Browniana*, *Gl. indica*, *Sphenopteris* sp., *Schizoneura* sp.

En plus des végétaux j'ai trouvé dans le même grès de rares impressions de crustacés du genre *Estheria*, différentes des espèces connues. C'est la première fois qu'on signale ces fossiles dans le Karroo de Tete. Il s'agit d'une espèce nouvelle que je suis heureux de pouvoir dédier à M. l'ingénieur Alexandre Borges, géologue du Service de Mines du Mozambique.

Estheria Borgesi n. sp. (Pl. III, fig. 6 et 7). Espèce portant des valves de forme ovale, de très petite taille, n'ayant que 2 mm de long et 1,5 mm de haut.

Les valves ont des côtes fines, nombreuses et très serrées.

La forme des valves ressemble un peu à celle de *E. Greyi*,

1. Note présentée à la séance du 1^{er} mars 1943.

2. R. ANTHOINE et J. DUBOIS. Les grandes lignes de la géologie du bassin du Zambéze dans l'Est africain portugais. C. R. Congrès Intern., XIII, Bruxelles, 1922.

3. Cf. C. FREIRE D'ANDRADE, Esboço Geológico de Moçambique, Lisboa, 1929.

espèce voisine de *E. rimosa*, qu'on trouve dans le « Middle Beaufort » de Cradock. Cette espèce a, toutefois, des dimensions plus grandes et présente des côtes moins serrées.

L'*Estheria Borgesii* a aussi une grande ressemblance avec l'*E. striata*, mais cette espèce a une taille beaucoup plus grande. Ce même caractère peut servir pour séparer la nouvelle espèce de toutes les autres formes du Karroo africain : *E. Draperi*, *Palaeoestheria lebombensis* et *E. mangaliensis*, var. *angolensis*.

Parmi toutes ces formes, l'*E. Borgesii* semble être la plus ancienne espèce de ce genre qui ait été signalée dans le Karroo de l'Afrique Méridionale.

EXPLICATION DE LA PLANCHE III

FIG. 1 à 5. — Faune limnique du Stéphanien du Portugal.

FIG. 6 et 7. — *Estheria* du Karroo du Mozambique portugais.

FIG. 1. — *Anthracomya lusitanica* nov. sp., valve gauche grossie 3 fois. Gisement : Mines de Lomba (Portugal).

FIG. 2. — *Estheria carneiroi* nov. sp., valve gauche et fragment de la valve droite (gr = 22). Gisement : Pejão (Portugal).

FIG. 3 à 5. — *Estheria cebennensis* Gd. Eury. FIG. 3: surface de schiste couverte d'*Estheria* (gr. = 1). FIG. 4 et 5 : valves gauches grossies 7 fois et demie. (FIG. 5, croquis montrant la forme et l'ornementation). Gisement : Pejão (Portugal).

FIG. 6 et 7. — *Estheria Borgesii* nov. sp. — FIG. 6: valve gauche grossie 25 fois ; FIG. 7 : dessin du contour de la valve, même grossissement. Gisement : grès de Tete (Mozambique portugais), formation du Karroo.

SUR LES ACCIDENTS TECTONIQUES
DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU BASSIN DE PARIS
ET, EN PARTICULIER,
SUR CEUX DU PERCHE ET DU HAUT-MAINE

PAR **Louis Dangeard**¹.

L'évolution géographique de la région est bien connue, principalement grâce aux travaux de R. Musset. Après le retrait des mers crétacées il s'est formé une vaste pénéplaine couverte d'argile à silex, la « pénéplaine de l'Ouest de la France », qui nivelait les couches de craie et se continuait à l'Ouest sur les couches jurassiques et sur le Primaire. Elle porte divers témoins d'origine continentale ou lagunaire antérieurs à l'Oligocène (grès à Sabals, calcaires à Limnées). Depuis cette époque, elle a été considérablement déformée, sans doute en plusieurs stades et par contre-coup des plissements alpins. Elle a été bombée dans la région centrale, déprimée au NE et au SE, morcelée par les failles; les divers compartiments encadrés par ces failles ont été soulevés ou abaissés, parfois basculés; aux mouvements verticaux se sont ajoutées des actions tangentielles qui ont donné naissance à des anticlinaux, synclinaux et dômes². Le relief ainsi formé a été vigoureusement attaqué par l'érosion qui a progressé rapidement dans certaines formations meubles comme les sables du Cénomanién. Il s'est établi, à la bordure du massif ancien, une sorte de « dépression périphérique », surtout apparente au Nord et au Sud. La limite du plateau d'argile à silex a reculé vers l'Est, des îlots de terrains jurassiques soulevés ont été mis à jour. Des buttes-témoins couronnées par le Crétacé et l'argile à silex ont été conservées çà et là. Dans certaines régions, comme aux environs de Mamers, il s'est constitué des lignes successives de côtes. De l'argile à silex formée aux dépens du Jurassique a persisté dans la Champagne mancelle. L'étude du réseau hydrographique révèle de nombreux changements de cours. Beaucoup de traits du relief et de l'hydrographie sont en

1. Note présentée à la séance du 15 mars 1943.

2: Il est à peine besoin de noter que les déplacements provoqués par cette tectonique sont souvent de modeste amplitude.

rapport avec les accidents tertiaires, eux-mêmes influencés par les accidents du substratum primaire.

En effet, depuis les recherches classiques de Dollfus sur les ondulations des couches tertiaires et de Marcel Bertrand sur la continuité du phénomène de plissement, on sait que les divers accidents (plis et failles) du pourtour du Bassin de Paris présentent, en général, la même direction que ceux du Primaire sous-jacent. Si l'on s'en tenait à la carte hypsométrique de la surface de la craie par Dollfus, on pourrait penser que, tout le long de la bordure occidentale, la direction armoricaine (NW-SE) est la direction prépondérante; or, dans le Perche et le Haut-Maine, il est difficile de retrouver le prolongement des axes de Dollfus (axe de Fontaine-Raoul par exemple) et c'est au contraire la direction varisque (SW-NE) qui domine¹. Cela ne doit pas surprendre puisque, au voisinage de cette région, les plis anciens ont précisément changé d'orientation (axes d'Écouves, de Pail et des Coëvrons, courbure des couches à l'extrémité du Bassin de Laval près de Sablé). Toutefois l'agencement des accidents tertiaires est relativement compliqué. Essayons d'en dégager les grandes lignes :

Les *accidents-limites* de la région étudiée dessinent un *vaste triangle dont la pointe tournée vers l'Est* est située entre La Loupe et Chartres. Ce sont : au Nord, l'axe du Merlerault (Lecornu) qui, après une perturbation due à la faille d'Echauffour, se prolonge par le compartiment surélevé de Senonches — au Sud, le champ de fractures de l'Huisne, prolongé par le dôme du Béloinois et par la faille de Clefs. *La disposition est l'inverse de celle de la Bretagne.*

A l'extérieur du triangle ainsi défini on trouve encore, jusqu'à une grande distance, des accidents tectoniques et des traits géographiques parallèles à ses bords : au Nord, suivant la direction armoricaine, axes prolongés de la Brèche-au-Diable et de May, anticlinaux et synclinaux de la Feuille Lisieux — au Sud, suivant la direction varisque, anticlinal de Souancé, bord du plateau d'Authon, cours rectilignes de la Braye et du Loir. Il y a des exceptions comme la faille de Beaugency.

A l'intérieur du triangle, *c'est la direction varisque qui domine*, à la fois pour les accidents du Primaire et les accidents plus récents : anticlinal d'Écouves, synclinal de Pail et faille de Mul-tonne, synclinal des Coëvrons; anticlinal de Bellême, failles de

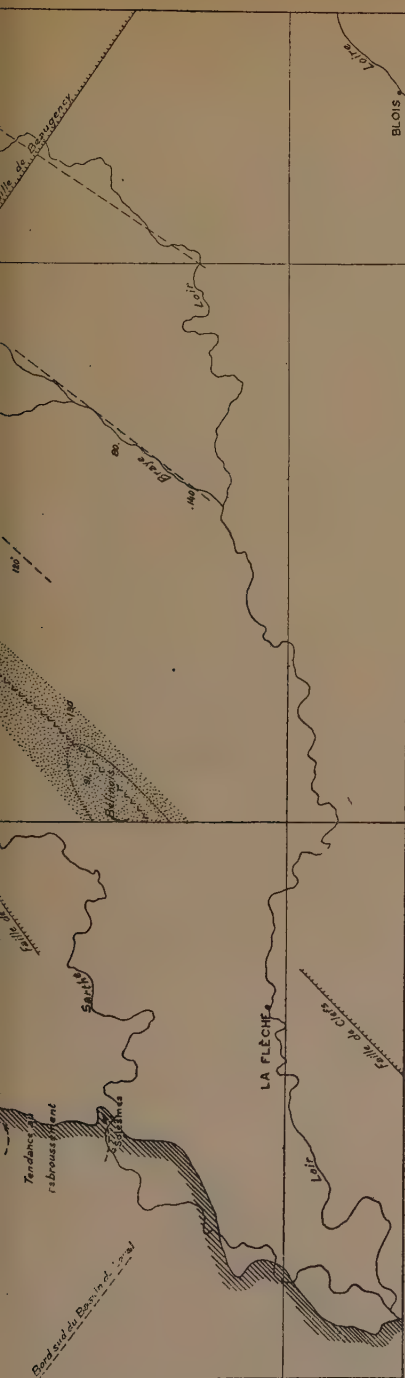
1. Nous n'envisageons pas la région plus interne, où, au contact du Crétacé et du Tertiaire, les plis de Dollfus sont bien marqués.

Chassillé et de l'Orne saosnoise, faille de Pruillé, bord du plateau de Bonnétable. Mais, dans la partie nord du triangle, entre Alençon et Nogent-le-Rotrou, on observe un *conflit entre les deux directions précitées*, de telle sorte qu'une même faille se résout en tronçons d'orientation différente. Il en est ainsi pour les deux failles de Mortagne et de Bellême qui, tout au long de leur trajet en zig-zag, offrent un parallélisme remarquable. Ne faut-il pas penser que les plis profonds présentent eux aussi ce conflit de directions? L'ilot primaire de Perseigne nous confirme dans cette idée en nous faisant assister au changement de direction du grès armoricain. Poursuivant notre comparaison nous pouvons rapprocher ces changements de ceux qui se manifestent dans le Nord du triangle breton.

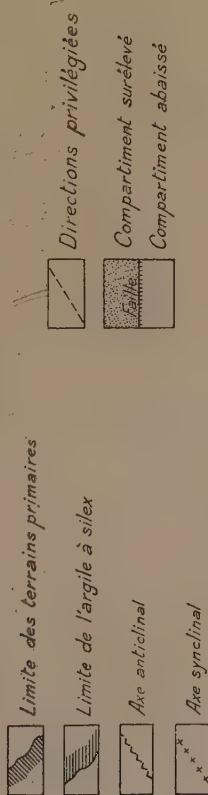
En ce qui concerne les relèvements et abaissement de couches, on peut considérer tout d'abord, au centre du triangle, la *région bombée et faillée de Bellême* (voussoir médian). De part et d'autre, s'étendent deux zones abaissées où coulent la Sarthe en amont d'Alençon, l'Huisne au voisinage du Mans. Au Nord et au Sud de ces deux zones abaissées, il existe deux zones relevées et c'est dans celle du Nord que nous trouvons la montée la plus considérable puisque, près du Signal de Champ-Haut, sur le trajet de l'axe du Merlerault, l'Oxfordien a été porté à plus de 300 m. d'altitude.

Les failles qui divisent la région en gradins représentent les *accidents les plus marquants*. Leur rejet peut dépasser une centaine de mètres. On observe, en outre, des ondulations et des dômes. Nous avons déjà souligné le rôle de l'anticlinal de Bellême. Il en existe plusieurs autres moins importants sur les Feuilles de Mortagne et de Nogent-le-Rotrou. Les plissements en dômes rappelant les phénomènes de diapirisme affectent surtout les couches plastiques du Callovien et de l'Oxfordien : dômes de Jauzé, de Courcival, du Jalais, du Bélois, ce dernier bien étudié par Guillier. Ces divers accidents sont souvent étroitement liés : l'anticlinal de Bellême est faillé au Nord et au Sud, les dômes de Jauzé et de Courcival sont alignés au bord de la faille de l'Orne saosnoise, celui du Bélois est situé dans le prolongement de la faille principale de l'Huisne. On peut, à vrai dire, considérer les dômes comme résultant des interférences produites dans un réseau de plis, mais, encore une fois, pour la région étudiée, c'est la direction varisque qui domine.

Comme l'a montré Marcel Bertrand il est possible d'étudier les plis antérieurs au Crétacé en dressant la carte des *affleure-*



Accidents tectoniques du Perche et du Haut-Maine.



Les noms de villes en lettres majuscules sont ceux que portent les feuilles correspondantes de la Carte géologique de la France au 1:50.000^{ème}.

*ments jurassiques au fond de la mer cénomaniennne. Nous avons refait ce travail en tenant compte des modifications apportées aux contours de la carte géologique. Le schéma obtenu révèle l'existence d'une grande voûte affectant les couches jurassiques dans la région centrale. Ainsi l'affleurement antécrtacé du Corallien décrit une courbe, convexe vers l'Est, de Bonnétable au Merlerault. L'emplacement de cette voûte coïncide précisément avec celle du bombement postérieur de la pénéplaine tertiaire. Le mouvement correspondant, que l'on peut considérer comme épirogénique, était donc amorcé avant la transgression crétacée. C'est ce *bombement central* et non pas seulement l'axe du Merlerault, tel qu'on le conçoit généralement, qui a joué un grand rôle dans la répartition des faciès au Crétacé. L'axe du Merlerault en représente le voussoir nord. Le schéma montre encore que les massifs primaires de Perseigne, des Coëvrons, de Saint-Léonard, de Saint-Paul-le-Gautier, perçant la couverture jurassique, affleuraient partiellement au fond de la mer cénomaniennne. Par contre, il nous semble difficile de mettre en évidence la direction des rides synclinales et anticlinales qui affectaient le Jurassique, antérieurement au Crétacé.*

Notons, en terminant, que les mouvements étudiés, amorcés avant le Crétacé et considérablement accentués au Tertiaire, paraissent s'être continués jusqu'à une époque relativement récente, tellement est grand l'accord entre la tectonique, le relief et l'hydrographie.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- MARCEL BERTRAND. — Sur la continuité du phénomène de plissement dans le Bassin de Paris. *B. S. G. F.* (3), t. XX, 1892, p. 118.
- [Observations sur les accidents tertiaires]. *C. R. somm. S. G. F.*, séance du 16 mai 1892.
- A. BIGOT. — Notes géologiques sur la Forêt de Perseigne (Sarthe). *C. R. somm. S. G. M. Br.*, 3^e ann., n^{os} 3-4, 1937, p. 69-81.
- A. BIGOT, L. DANGEARD et J. ONFRAY. — Notice explicative de la Feuille Mortagne. *B. S. Linn. de Norm.*, 9^e S., t. I, 1939, p. 83.
- L. DANGEARD. — Contribution à l'étude géologique du Perche. *B. S. G. F.*, (5), t. VIII, 1938, p. 257-267.
- P. DELAUNAY. — Le Sol Sarthois. Le Mans, Monnoyer, 1930-1938.
- G. F. DOLLFUS. — Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le Bassin de Paris. *Bull. Serv. Carte géol.*, n^o 14, t. II, 1890-1891, p. 116.
- Nouvelle carte géologique du Bassin de Paris au millionième. *B. S. G. F.*, 4^e S., t. III, 1903, p. 7.
- A. GUILLIER. — Note géologique sur le Béloinois. *B. Soc. agr. sc. et arts de la Sarthe*, t. XXIII, 2^e S., 15, p. 59-69, 1876 (1876), 1 pl., coupe et carte.
- L. LECORNU. — L'axe du Merlerault. *B. Soc. Linn. de Norm.*, 4^e S., t. II, 1887-1888.
- Sur les plissements siluriens dans la région du Cotentin. *Bull. Serv. Carte géol.*, n^o 33, t. IV, 1892-1893, p. 395.
- R. MUSSET. — Le relief du Perche. *Ann. de géog.*, n^o 158, 15 mars 1920, p. 99-126, 1 carte et 12 fig.
- The geographical characteristics of Western France. *Geog. Review*, vol. XII, n^o 1, janv. 1922, p. 84.
- Le relief du Haut-Maine. *Ann. de géog.*, XXXVIII^e année, n^o 214, 15 juillet 1929, p. 305-329, fig. 1-5.
- J. ONFRAY. — Nouveaux tracés de failles dans le Perche. *Bull. Soc. Linn. de Norm.*, 9^e S., t. I, 1938.
-

OSCILLATIONS DE RIVAGE ET BATHYMÉTRIE DANS LA RÉGION SUD DE LA BAIE DU ROI (SPITZBERG)

PAR V. Romanovsky¹.

PLANCHE IV.

Au cours de mon séjour au Spitzberg, en 1939, il m'a été possible d'étudier des plages abandonnées situées sur la pointe (Kvadehuksletta) de la Bröggerhalvöya. Cette presque île constitue la côte sud de la Baie du Roi (King's Bay). Cette étude m'a amené à faire d'intéressantes observations sur la bathymétrie de cette baie.

Trois plages abandonnées, situées à des altitudes croissantes, ont pu être découvertes :

1° La première plage est située à 24 m au-dessus du zéro des cartes marines². Cette altitude fut mesurée à l'aide d'altimètres précis et de repères vérifiés sur la carte. Elle est dominée, à cet endroit, par un glacis rocheux de 0,50 à 1 m de hauteur. Au pied de ce glacis, sur une plage de sable fin, se trouve une grande quantité de galets roulés, de coquillages d'origine contemporaine et des morceaux de bois très légèrement pourris. Il a même été possible d'y trouver des ossements de phoques. A la base du glacis, on observe des bandes parallèles de cordons de galets qui dessinent les *laisses des marées*. La toundra arctique n'a pas encore eu le temps d'envahir cette plage très récente. Les roches qui constituent le glacis semblent être du Dévonien.

2° La deuxième plage est à l'altitude de 38 m. Elle se trouve également limitée par une petite falaise rocheuse, dont la hauteur varie entre 2 et 3 m. Au pied de cette falaise se retrouvent également, sur une plage de sable, des galets roulés, souvent de grandes tailles et des coquillages. Parmi ceux-ci, on rencontre *Mytilus edulis* : espèce méridionale n'existant plus au Svalbard.

Il m'a été impossible d'y trouver des morceaux de bois, même très décomposés. On observe, avec moins de netteté, des cordons parallèles de galets. Du point de vue géologique, la falaise est formée par du Carbonifère supérieur.

3° La troisième plage se trouve à 55 m d'altitude, au pied d'une haute falaise qui se dresse verticalement sur 50 m de hauteur. Comme la précédente, elle est constituée par du calcaire du Car-

¹. Note présentée à la séance du 15 mars 1943.

². Toutes les altitudes notées dans ce travail, représentent l'extension extrême de la mer à l'époque considérée (laisse de haute mer).

bonifère supérieur. Cette falaise a subi la puissante érosion arctique qui a formé sur ses pentes des cônes d'éboulis en forme d'entonnoirs renversés, au-dessus desquels s'étagent des strates horizontales, nettement visibles de la haute mer. A la base de la falaise, au niveau de la plage, à l'endroit même où les vagues venaient se briser sur les premiers contreforts, on remarque, par endroits, une gorge horizontale, d'un mètre de haut et de 50 à 70 centimètres de profondeur. Au pied de la falaise sont disposés des galets roulés et des coquillages presque entièrement brisés.

Le sable de la plage est partiellement recouvert de matériaux d'éboulis et souvent envahi par la végétation. Les cordons de galets, matérialisant les hauteurs successives des basses eaux, sont très peu nets et souvent envahis par la végétation de la toundra. Celle-ci recouvre d'ailleurs, d'un épais tapis, les intervalles entre les trois plages successives.

Il faut remarquer que la plage de 24 m se confond, sur la côte NE de la King's Bay, avec la falaise actuelle bordant la mer.

En plus de ces trois plages nettement visibles sur la photographie aérienne (pl. IV), il existe à 5 m d'altitude environ, d'une façon imprécise, une plage plus récente que les trois précédentes, encombrée de troncs de sapins et de coquillages. Actuellement la mer n'atteint jamais cette plage qui paraît être la première de la série des plages abandonnées de cette région du Spitzberg. Cette plage est très nettement visible, à 500 m à peine à l'Est de Ny-Alesund, en face de l'île du Prince Henri sur les bords de la baie du Zeppelin; elle a été révélée par des prospections sur le terrain et l'étude des photographies aériennes.

Dans cette région de la King's Bay, K. Orvin¹, ingénieur des mines de houille de Ny-Alesund, a signalé l'existence des plages abandonnées en spécifiant que leur altitude maxima ne dépassait pas 50 à 60 m. Ces chiffres sont en parfaite concordance avec ceux ci-dessus. Il n'a jamais été possible de trouver dans cette région des plages abandonnées à des altitudes supérieures à 55 m.

D'autre part, l'étude de la carte bathymétrique, autour de la Kvadehuksletta, montre qu'il existe une rupture de pente sous-marine très importante, vraisemblablement une falaise, donnant une brusque dénivellation de près de 200 m; elle suit exactement le contour de la côte à une distance de 1.000 à 1.500 m. Cette falaise sous-marine se remarque très facilement, quand on observe la mer du haut de la montagne Schetellgjeliet (694 m). Elle dessine une ligne très nette, accentuée par une différence de couleur

1. Anders K. ORVIN. Geology of the King's Bay region, Spitzbergen. *Skrifter om Svalbard og Ishavet*. N° 57, 1934.

de la mer, par suite de la brusque augmentation de profondeur.

La carte bathymétrique (fig. 1) montre que cette falaise sous-marine affecte également la pointe du Cap Mitra, à l'entrée de la Cross-Bay. D'une façon générale, au Nord de la Baie du Roi, elle précède toute la côte occidentale du Spitzberg, jusqu'à l'île

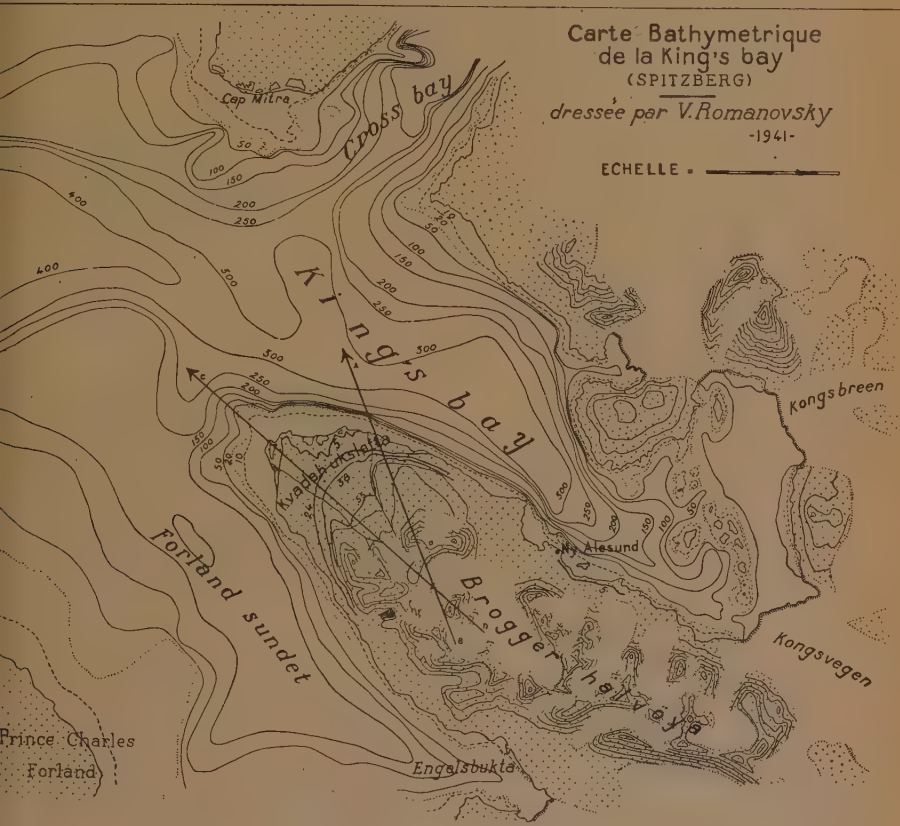


FIG. 1. — Carte générale bathymétrique de la King's Bay.

des Danois, tandis qu'au Sud, elle suit la côte occidentale de la Terre du Prince Charles (Prince-Carl Forland).

D'après les matériaux trouvés sur les différentes plages et les constatations exposées ci-dessus, il ressort que nous nous trouvons actuellement en présence d'une régression de la mer par saccades. D'ailleurs d'une façon générale, toute la côte occidentale de la Sibérie, la Terre François-Joseph, la Nouvelle-Zemble et le Continent Nord Américain accusent, à l'heure actuelle, un soulèvement de 1 m à 2 m par siècle.

L'existence de la falaise sous-marine montre, vraisemblablement, qu'avant les diverses oscillations récentes du niveau de la mer, il se serait produit une première régression dont l'amplitude serait de 200 m en dessous du niveau actuel (255 par rapport à la transgression maxima).

On trouve des plages abandonnées sur toutes les côtes du Spitzberg, mais leur altitude maxima varie d'un endroit à un

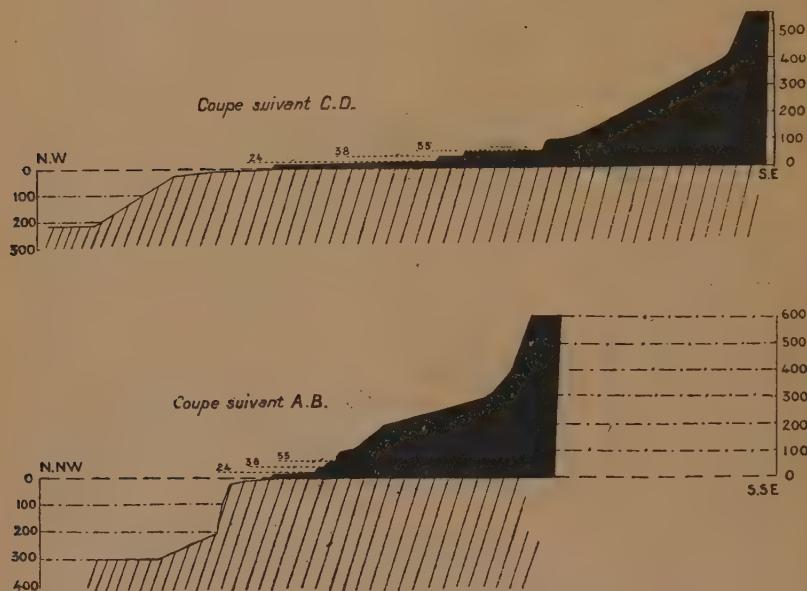


FIG. 2. — Coupes suivant AB et CD (figure 1) montrant la série des trois plages abandonnées de la région Sud de la King's Bay (24 m 38 m et 55 m).

autre. Ainsi dans l'Isfjord, cette altitude est de 70 m, tandis que dans la Terre du Roi Charles, elle atteint 273 mètres.

L'île Hope au SE du Spitzberg semble n'être sortie de la mer qu'au Quaternaire, son altitude dépasse pourtant 300 m¹. Pour les îles Blanche et Victoria, situées à l'Est du Spitzberg et reliant la Terre du NE à l'archipel François-Joseph, toute affirmation, quant à leur âge, paraît difficile, à cause de l'épaisse couche de glace et de neige qui recouvre ces petites îles, mais il semble, qu'elles sont également de formation quaternaire. D'ailleurs le Spitzberg et la Terre François-Joseph forment les émergences d'une seule et même terre, que certains ont appelée l'*Arctide*.

Le socle sous-marin ne descend nulle part en dessous de 400 m

1. Th. IVERSEN. Hopen. *Det Norske Videnskaps Akademi i Oslo*. N° 10, 1926.

et un isthme de 300 m de profondeur relie cette terre au Nord de la Scandinavie. Ce socle est sculpté de véritables fjords sous-marins. Un de ces fjords, très intéressant par sa constitution, se trouve en prolongement de la Widje-Bay, qui est due à l'une des failles les plus importantes de tout le Spitzberg occidental. Un second fjord sépare la Terre du NE de l'archipel François-Joseph et, avec une direction NS, passe entre l'archipel et l'île Victoria. Il faut remarquer que l'*Arctide* est nettement séparée, par un chenal profond, de l'archipel de la Nouvelle-Zemble qui est le prolongement de l'Oural.

Parmi tous les géologues qui se sont occupés, ces dernières années, du Spitzberg, il faut réserver une large place à H. Frébold¹ qui signale des plages abandonnées à des altitudes successivement croissantes allant de 14 à 145 m, et variables d'une région à l'autre.

L'île aux Ours, également décrite par H. Frébold, est due à un curieux phénomène de surrection pendant la période quaternaire: à la fin du Tertiaire, cette île était constituée par un petit îlot rocheux (terrains cambro-siluriens) de quelques kilomètres carrés. Actuellement ce rocher est complété par quatre terrasses marines qui forment des plateaux étagés à 145, 105, 55 et 35 m et l'île atteint une superficie totale de 178 km². Ces quatre plateaux successifs sont parsemés de plus de 800 lacs d'eau salée, seuls vestiges de la mer qui recouvrait cette partie de l'île au Tertiaire.

Le tableau suivant groupe les altitudes maxima des plages abandonnées sur les différents continents et îles circum polaires :

GROËNLAND		Côte ouest	Côte est
60-61°	lat. N.	49 m. (Böggild) ²	62° lat. N. 0 m. (Böggild)
63°	«	100 m. «	70° « 70 m. «
65°	«	110 m. «	82° « 400 m. «
67°	«	120 m. «	
72°	«	150 m. «	
77°	«	320 m. «	
81°	«	550 m. «	

Groënland du Nord : 210 m (Koch)³.

Montée actuelle (par siècle) : 1 à 2 m (Böggild).

1. H. FRÉBOLD. *Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel, des König Karl, und Franz-Joseph Landes. Geologie der Erde*. Berlin, 1935.

2. O. B. BÖGGILD. *Greenland*. Copenhagen, 1928.

3. L. KOCH. *Greenland*. Copenhagen, 1928.

ISLANDE :

Partie méridionale : 110 m (Thorøddsen) ¹.

Région de Reykjavik : 120 m «

Partie septentrionale : 80 m «

SPITZBERG :

Divers points de l'île : 14, 28, 36, 55, 77, 105, 120, 130, 145 m.
(H. Frebold).

Terre du Roi Charles : 273 m (H. Frebold).

Dickson bay : 70 m «

King's bay : 50 à 60 m (K. Orvin).

Isfjord : 70 m (cité par Zimmerman) ².

Terre du Roi Charles : 200 m »

Côte occidentale : 12, 21, 30, 45 m (Elton et Powel) ³.

TERRE FRANÇOIS-JOSEPH :

Est : 30 et 125 m (Prayer et Koettlitz) ⁴ et ⁵.

Ouest : 237 et 333 m (H. Frebold).

ARCHIPEL DE LA NOUVELLE-ZEMBLE :

Baie de la Croix : 150 m (V. Roussanov) ⁶.

Partie centrale et méridionale : 200-240 m (cité par Zimmerman).

Partie septentrionale : 100 m (?) (Wilczek et Hopfer) ⁷.

SCANDINAVIE :

Jutland : 60 m (Ussing) ⁸.

Norvège centrale : 280 m (cité par Zimmerman).

65° lat. N. : 180 m (cité par Ch. Vélain) ⁹.

Norvège centrale : 275 m (Daly) ¹⁰.

Norvège septentr. : 10 m «

Norvège méridion. (rég. de Bergen) : 75 m (Daly).

Montée actuelle (par siècle) : 1,5 m en Finlande.

0 m sur rivages allemands.

1. T. THORØDSEN. *Peterm. Mitt. Erg. Heft.* 152, p. 99, 1905.

2. M. ZIMMERMAN. *Géographie Universelle*, t. 3, Paris 1933.

3. C. S. ELTON et D. BADEN POWEL. *Geol. Mag.* 68, p. 385, 1931.

4. J. PRAYER. *Die Österreichische-Ungarische Nordpol Expedition 1876.*

5. R. KOETTLITZ. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 54, p. 638, 1898.

6. V. ROUSSANOV. *CR. Ac. Sc.*, t. 150, p. 807.

7. Graf WILCZEK et H. HÖPPER. (dans E. SUSS : *La Face de la Terre*, 1909).

8. N. V. USSING. *Dänemark. Handbuch der Regionalen Geologie.* Heidelberg, 1910.

9. Ch. VÉLAIN. Les pays scandinaves et finlandais. *Ann. Club Alpin Fr.*, v. 24, 1897.

10. R. A. DALY. *The Changing World of the Ice Age.* London, 1934.

SIBÉRIE :

Taïmyr : 90-100 m (Ourvantsev) ¹.

Sibérie centrale : 50-60 m «

Léna : 10-15 m «

Sibérie orientale : 0 m «

Montée actuelle (par siècle) au Taïmyr : 1, 2 m (Ourvantsev).

AMÉRIQUE :

Terre de Baffin : 150-210 m (cité par Zimmerman).

Détroit d'Hudson : 160-240 m «

Sud de la baie d'Hudson : 300 m (Upham) ².

Terre Neuve : 130 m (cité par Daly).

Labrador Sud : 108 m «

Labrador Nord : 76 m «

Alaska : 23 m 50 (E. Bruet) ³.

Généralement nous n'avons que des renseignements éparés sur les terrasses et leur répartition à travers les pays circumpolaires ; souvent ils sont contradictoires et pour certaines régions, ils manquent même totalement. En examinant attentivement ce tableau, il est pourtant possible de faire quelques remarques intéressantes quant à la répartition des altitudes.

Les plages abandonnées paraissent être des phénomènes locaux affectant des massifs montagneux indépendants les uns des autres. Les isobases dessinent très souvent des courbes fermées formant, pour chaque massif montagneux, un système indépendant. Il est possible de distinguer ainsi cinq systèmes correspondant aux cinq massifs montagneux des pays circumpolaires.

1° Le Groënland, continent énorme, dirigé presque exactement NS, fournit un excellent champ d'étude pour la répartition des plages et les variations de leurs altitudes en fonction de la latitude. La côte E a été nettement moins affectée que la côte W. Cette île immense, formée actuellement d'un haut plateau d'une altitude moyenne de 2.000 m (dont 1.000 m d'épaisseur de glace), a subi un mouvement dissymétrique qui a soulevé toute sa partie septentrionale de plus de 500 m. Les isobases du Groënland ne sont pas des courbes fermées mais des lignes sensiblement parallèles entre elles de direction moyenne SW-NE.

2° L'Islande possède un petit système indépendant dans lequel

1. N. OURVANTZEV. *Zeit f. Gletscherkunde*, 18, p. 337, 1930.

2. W. UPHAM. The glacial lake Agassiz. *U. S. Geol. Survey*, 1896.

3. E. BRUET. Les plages marines des côtes de l'Alaska... *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.* fasc. 16, p. 203, 1942.

les isobases sont des courbes fermées. Les hauteurs maxima des plages abandonnées se placent, contrairement au Groënland, dans la partie méridionale de l'île.

3° Du point de vue du système d'isobases, le Spitzberg peut être relié, par l'intermédiaire des îles Blanche et Victoria, à la Terre François-Joseph avec laquelle il forme d'ailleurs, géogra-

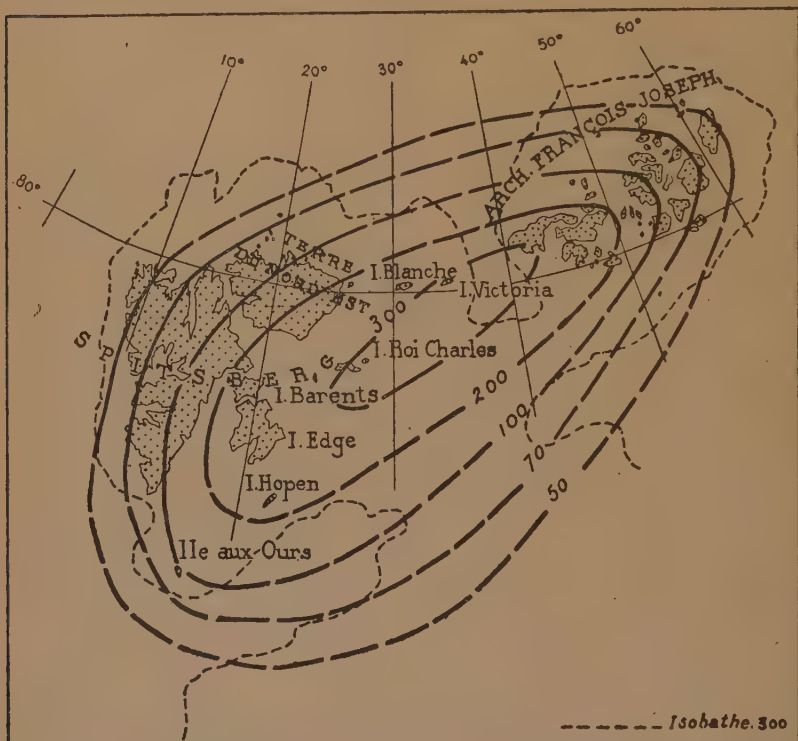


FIG. 3. — Système probable d'isobases de l'Arctide (le trait interrompu représente la partie des isobases pour lesquelles les renseignements manquent).

phiquement et géologiquement, un même massif montagneux. Cette hypothèse explique la raison pour laquelle la côte W du Spitzberg possède des plages peu élevées, de même que la côte E de la Terre François-Joseph (fig. 3). Les hauteurs maxima se trouvent sur l'île du Roi Charles et sur les rivages occidentaux de l'île Alexandra (Terre François-Joseph).

4° Le massif scandinave a subi un bombement central et les hauteurs de ses plages abandonnées se placent dans la partie centrale du massif. Sur les côtes allemandes de la Baltique, on

n'a jamais pu observer de soulèvement notable; mais par contre, dans le golfe d'Oslo on a noté une plage abandonnée à une altitude d'environ 100 m, tandis qu'à Stockholm aucune plage n'a pu être observée.

5° On peut considérer que la Nouvelle-Zemble fait partie du littoral sibérien. Dans cette partie des pays arctiques, les plages abandonnées sont peu importantes et disparaissent à l'Est de l'embouchure de la Léna, il est impossible de parler d'un système d'isobases quelconque, les terrasses marines sont des phénomènes très locaux affectant de petits massifs tels que la chaîne de Byrranga (Taïmyr) ou la partie septentrionale de l'Oural (Nouvelle-Zemble). Il semble que la région à l'Est de la Léna ait même subi un affaissement.

6° Le Nord du continent américain possède le plus important système d'isobases de tous les continents, arctiques. Là, comme pour le massif scandinave, nous nous trouvons en présence de courbes fermées qui descendent très loin vers le Sud, jusqu'à la région des Grands Lacs. Il faut remarquer que toute cette vaste région était recouverte, au Quaternaire, d'un immense inlandsis, aujourd'hui entièrement disparu.

Parmi toutes les théories qui ont été préconisées, celle qui est basée sur l'influence du poids de la calotte glaciaire du Quaternaire semble être la plus séduisante. Elle permet une bonne application à l'*Arctide*.

Au début du Quaternaire celle-ci était reliée au Nord de la péninsule scandinave, mais était séparée de la Nouvelle-Zemble (Oural) par un chenal peu profond (100 à 200 m).

L'existence de fjords sous-marins, dans divers endroits du socle, semble prouver une ancienne érosion fluviale et glaciaire. Au Quaternaire moyen, pendant la période glaciaire, le poids de l'inlandsis a permis l'enfoncement de toute cette terre de 200 à 300 m (sans compter la hauteur supplémentaire de glace, mais en tenant compte de l'abaissement du niveau de la mer), ce qui a ennoyé toute l'*Arctide*, en laissant subsister les plus hauts sommets tels que le Spitzberg et la Terre François-Joseph. Après la fonte de la calotte glaciaire, il y a eu d'abord une élévation du niveau de la mer, puis l'élasticité du Sial a permis un soulèvement général à une cadence très lente et avec des saccades qui pourraient être expliquées par le degré de plasticité du milieu et à la présence des frottements dont les forces sont rompues, lorsque les forces antagonistes arrivent à atteindre une certaine valeur. La forme, en courbes fermées, des isobases plaide en faveur de cette explication, l'ensemble Spitzberg-Terre François-

Jóseph, ne sont que les émergences d'une vaste péninsule qui était recouverte au Quaternaire d'un inlandsis; ennoyé ensuite sous le poids de la glace et en voie de soulèvement actuellement.

Théoriquement, dans quelques dizaines de milliers d'années, l'*Arctide* devrait revenir à la position qu'elle occupait au début du Quaternaire, mais l'hystérésis, existant dans tout phénomène physique réversible, le soulèvement s'arrêtera avant d'avoir permis l'émergement complet de l'*Arctide*. La consolidation magmatique empêchera également l'existence d'un phénomène complètement réversible.

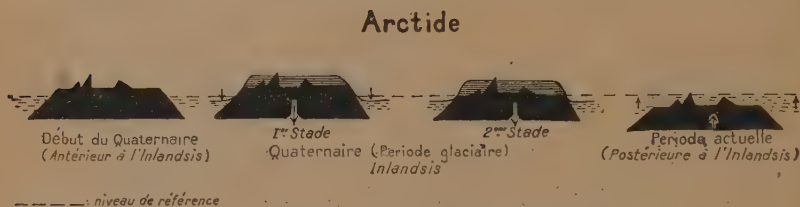


FIG. 4. — Histoire géologique de l'*Arctide* au cours du Quaternaire (le continent est très schématisé).

Ces considérations qui expliquent la mort, puis la résurrection actuelle de l'*Arctide*, permettent, par une extrapolation hardie, d'expliquer, par la théorie de la glaciation, toutes les plages soulevées des régions arctiques. Là aussi, les isobases en courbes fermées plaident en faveur de cette théorie.

De nombreux sondages le long des côtes des régions circumpolaires et l'interprétation des courbes bathymétriques nous donneront, peut-être, une confirmation de cette théorie ou démontreront au contraire l'impossibilité de son application. Nous manquons également de renseignements suffisamment nombreux et précis sur les plages abandonnées et sur leur répartition à travers les régions circumpolaires.

LÉGENDE DE LA PLANCHE V

Vue aérienne prise de 3.000 mètres sur la Brøggerhalvøya (King's Bay, Spitzberg) montrant la série des trois plages abandonnées sous forme de lignes claires parallèles entre elles.

(Photographie de la Norges Svalbard og Ishavs Undersøkelser).

FILONS CLASTIQUES

PAR **Pierre Pruvost**¹.

PLANCHE V.

SOMMAIRE.

Les « filons clastiques », fractures des roches remplies par des sédiments ultérieurs, sont des phénomènes d'observation assez courante. Beaucoup plus rares sont les cas où ces filons se sont ouverts et colmatés au cours même de la période de sédimentation des terrains encaissants. Deux curieux exemples de ces filons de remblayage « intraformationnels » sont décrits dans cette note. Observés dans des gisements houillers, ils s'expliqueraient par des tassements différentiels des couches de charbon sous-jacentes, pénécotemporains de leur dépôt.

Pendant l'année 1942, au cours de visites de gisements charbonniers, le hasard m'a permis d'observer deux faits dont la nature et le rapprochement m'ont paru suggestifs, parce qu'ils mettent en relief certains phénomènes de détail ayant accompagné la sédimentation des bassins houillers.

L'une de ces observations a été faite dans le terrain stéphanien et le bassin de Saint-Étienne, l'autre dans le terrain crétacé et le bassin de Fuveau.

I. — FILONS CLASTIQUES

DANS LES SCHISTES HOUILLERS DE SAINT-ÉTIENNE.

La grande carrière Saint-Pierre de la Société des Mines de Montrambert et La Béraudière, située sur le territoire de La Ricamarie, est ouverte dans la partie supérieure du terrain stéphanien, sur le flanc méridional de la cuvette houillère. Les couches plongent très régulièrement de 15° à 20° au Nord (exactement NNW) vers l'axe synclinal du bassin. La carrière entame les terrains immédiatement au mur et surtout au toit de la « couche des Littes », qui affleure aux entrées méridionales de l'excavation et est contenue entre deux massifs de grès (2 et 4, fig. 1). Ces dépôts arénacés sont surmontés d'une formation de schistes fins, légèrement bitumineux (5, fig. 1), signalés en 1918

1. Communication faite à la séance du 12 avril 1943.

par M. Paul Bertrand¹, comme horizon caractéristique, riche en poissons (*Pleuracanthus* et ganoides), en coprolithes, ostracodes et *Estheria*.

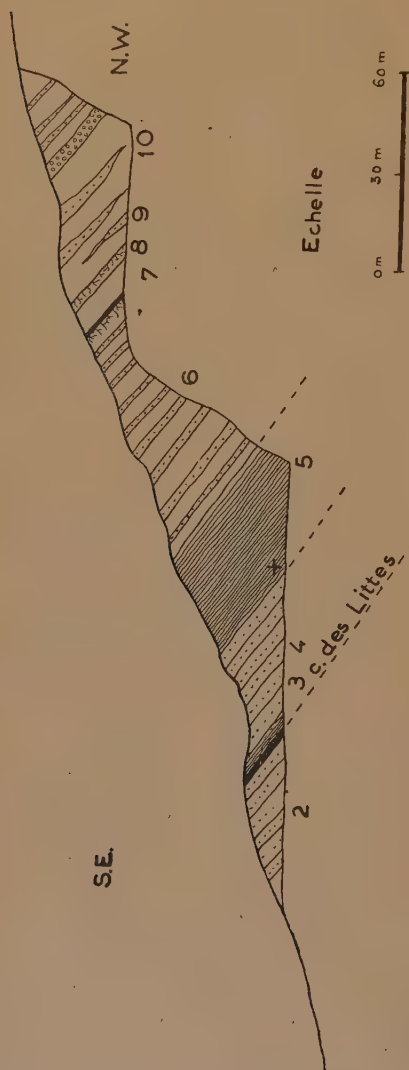


FIG. 1. — COUPE DE LA CARRIÈRE SAINT-PIERRE À LA RICAMARIE (LOIRE).
1, position en profondeur du sommet de la Grande Couche; 2 et 4, massifs de grès blancs feldspathiques, à stratification entrecroisée; 3, schiste charbonneux, toit de la couche des Lites, à *Odontopteris minor*, *Callipteridium gigas*, *C. pteridium*, *Neuropteris cordata*, *Pecopteris cyathæa*, *P. polymorpha* (déterm. de M. P. Bertrand); 5, schiste noir fin micacé à poissons, coprolithes et nodules de sidérose (formation poissonneuse de Montrambert). En +, position des filons de grès (fig. 2); 6, schistes et grès fins lenticulaires, quelques bancs conglomératiques; 7, veinule de 0 m 10 avec sol de végétation au mur et toit de schistes charbonneux à plantes; 8, sol de végétation dans le schiste; 10, schistes grossiers et grès lenticulaires avec un banc de poudingue à galets de quartz.

On voyait, en août 1942, à la partie inférieure de ces schistes fins à poissons (exactement dans les 2 m 50 inférieurs) sur l'un

1. P. BERTRAND. Les grandes divisions paléontologiques du Stéphanien du Bassin de la Loire, *CR. Ac. Sc.*, t. 167, (1918), p. 689.

des fronts de la carrière, de minces filons (voir pl. V et fig. 2, *f*) perpendiculaires à la stratification. Ils prennent naissance, avec une ouverture de 0 m 10 environ, à la base d'un petit banc de

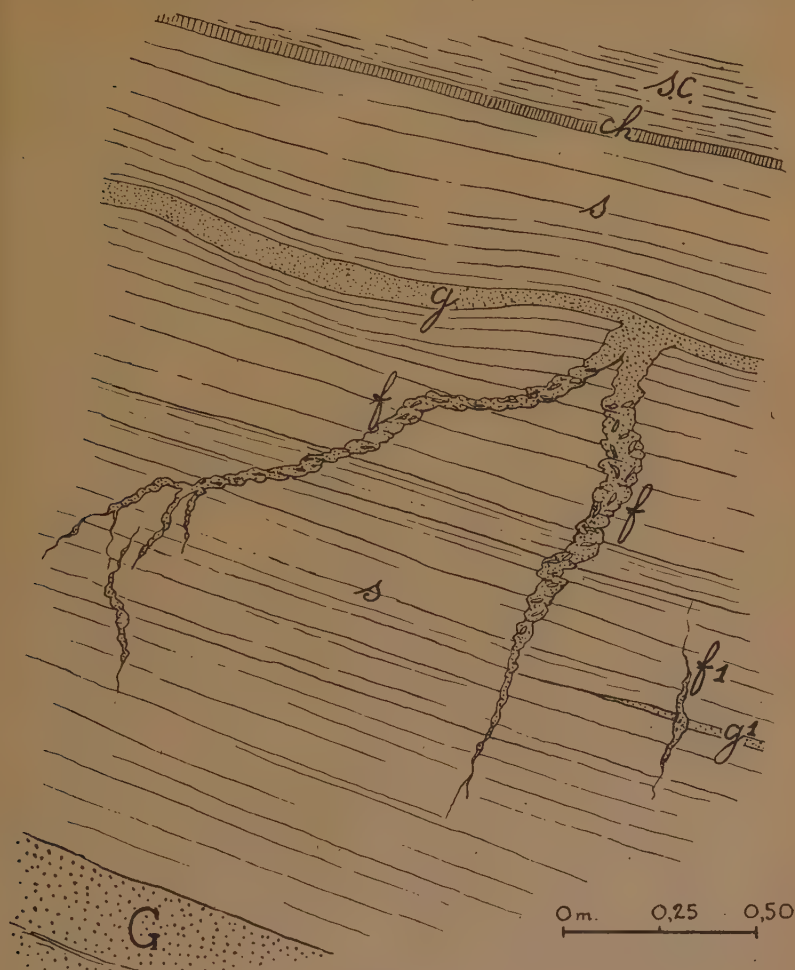


FIG. 2. — FILONS DE GRÈS DANS LES SCHISTES HOUILLEUX de la carrière Saint-Pierre, à la Ricamarie. (voir pl. V, fig. 1 et 2).

G, sommet d'un massif gréseux; s, schistes fins micacés à poissons et coprolithes de Montrambert; s.c. schistes charbonneux; ch. veinule de charbon; g, banc de grès; f, filons de grès, avec éclats de schiste; g₁, lentille de grès; f₁, filon de grès la recoupant.

grès (*g*) épais de 15 à 20 cm, inséré dans la série schisteuse et pénétrant sur 1 m 30 à 2 m de profondeur dans le schiste, en

ondulant légèrement et diminuant progressivement d'ouverture, pour se terminer en un mince chevelu ramifié vers la base du banc de schiste. Le remplissage de ces filons s'est fait, non par précipitation chimique, mais par dépôt d'un sédiment détritique. Ils sont donc du type de ces fentes remblayées que les géologues américains désignent sous le nom de *filons clastiques*. Le corps du filon est, en effet, un grès graveleux, de grain et de composition identiques à celui qui forme le banc où ils s'insèrent vers le haut ; de petits éclats de schiste, arrachés aux épontes, sont incorporés au sein du grès filonien. Deux filons se réunissent et convergent vers le point d'insertion à la base du grès. Ils ne traversent pas le banc de grès et le schiste fin qui recouvre ce dernier n'est pas coupé de filons analogues. Par contre de petits bancs de grès en lentilles, insérés dans le schiste inférieur à ce banc gréseux du sommet (fig. 2, *g* 1), sont parfois recoupés par les filons de grès (*f* 1). Enfin tous ces filons de grès ont un parcours chiffonné en accordéon, ce qui trahit un léger tassement vertical du schiste encaissant, postérieurement à leur remplissage.

D'après ces observations, la succession des événements est claire : des crevasses étroites et profondes se sont ouvertes dans la masse du banc argileux, *aussitôt après son dépôt*, au cours même de la sédimentation dans le lac houiller et avant que les dépôts arénacés du banc de grès (*g*) y parviennent. Lors de l'arrivée de ce sable grossier, le sédiment arénacé a pénétré du haut en bas dans ces fentes et les a comblées progressivement, du bas en haut ; la chute de ce sédiment dans les crevasses a produit un ramonage de leurs parois argileuses et entraîné de petits fragments schisteux qui ont été déposés avec les grains de sable.

Il s'agit donc ici de filons clastiques ouverts et remplis au cours même de l'accumulation des sédiments qu'ils affectent, en d'autres termes, « intraformationnels ». Le moment de leur ouverture, forcément postérieur au dépôt du banc de schiste qu'ils traversent, est cependant antérieur au dépôt du sable qui les a comblés. Leur remplissage est exactement contemporain de ce grès. La genèse de ces filons est donc un événement qui s'insère en un moment précis de la série chronologique jalonnée par l'accumulation des sédiments du bassin.

II. — FILONS CLASTIQUES DANS LES MARNES LIGNITIFÈRES DE FUYEAU.

Quelques temps auparavant, M. Martignoni, ingénieur en chef des Charbonnages des Bouches-du-Rhône, au cours d'une tour-

née souterraine dans les exploitations de ces lignites crétacés, m'avait montré des cassures dans les épontes stériles qui ont précisément ce même caractère.

La couche Gros Rocher est exploitée au puits Biver n° 1, dans le « lambeau charrié de Gardanne » au voisinage de la célèbre Galerie de la Mer. Cette couche (fig. 3) est divisée en deux sillons de lignite ($\mathcal{L}^o$), le supérieur de 0 m 25 à 0 m 30, l'inférieur de 0 m 35 à 0 m 50, séparés par un intervalle stérile de 0 m 30 à 0 m 33. Ce stérile est formé sur ses deux tiers inférieurs d'un calcaire marneux (C M), compact, pauvre en fossiles, le tiers supérieur étant une marne coquillière (M) très riche en Unios (*U. gardannensis*). La surface de contact de la marne sur le calcaire est onduleuse et les lits de coquilles, dans la marne, épousent ces sinuosités.

On voit actuellement dans les chantiers de la couche Gros Rocher, des fentes très étroites et fréquentes, dont l'ouverture est de l'ordre de quelques centimètres. Elles affectent le calcaire marneux, perpendiculairement à sa stratification. Elles sont remplies par la marne grise coquillière sus-jacente et contiennent de nombreux débris d'Unios, brisés et descendus avec la marne dans la fente du calcaire. On est donc ici encore en présence d'un phénomène de fissuration profonde d'un sédiment aussitôt après son dépôt et de crevasses colmatées par le sédiment immédiatement superposé. Mais l'échelle est ici plus petite, la hauteur des filons étant inférieure au demi-mètre.

La grande majorité (fig. 3, a) de ces filons clastiques, hauts d'environ 0 m 20, s'ouvrent à la base des marnes à Unios. Ces crevasses-là étaient donc déjà béantes lors du tout premier dépôt des marnes coquillières. Mais quelques-unes s'ouvrent plus haut dans ces marnes (fig. 3, b). Certaines même s'étendent du sillon supérieur de charbon jusqu'à l'inférieur. Mais jamais le lignite du toit n'est traversé par la fente. Par contre, un filon, d'ouverture plus grande que les autres, a été observé pénétrant (fig. 3, c) avec son remplissage de coquilles brisées, dans le sillon de lignite inférieur, traversant le charbon sur 0 m 15 de hauteur.

Ainsi le phénomène de fissuration et de remplissage des fentes, d'après ce qui précède, s'est produit et poursuivi pendant toute la période de sédimentation du banc de marne à Unios.

III. — NATURE ET ORIGINE DES FILONS CLASTIQUES.

Nous avons dit qu'aux États-Unis, où ils ont été signalés, il y a plus d'un siècle, ces filons à remplissage sédimentaire sont

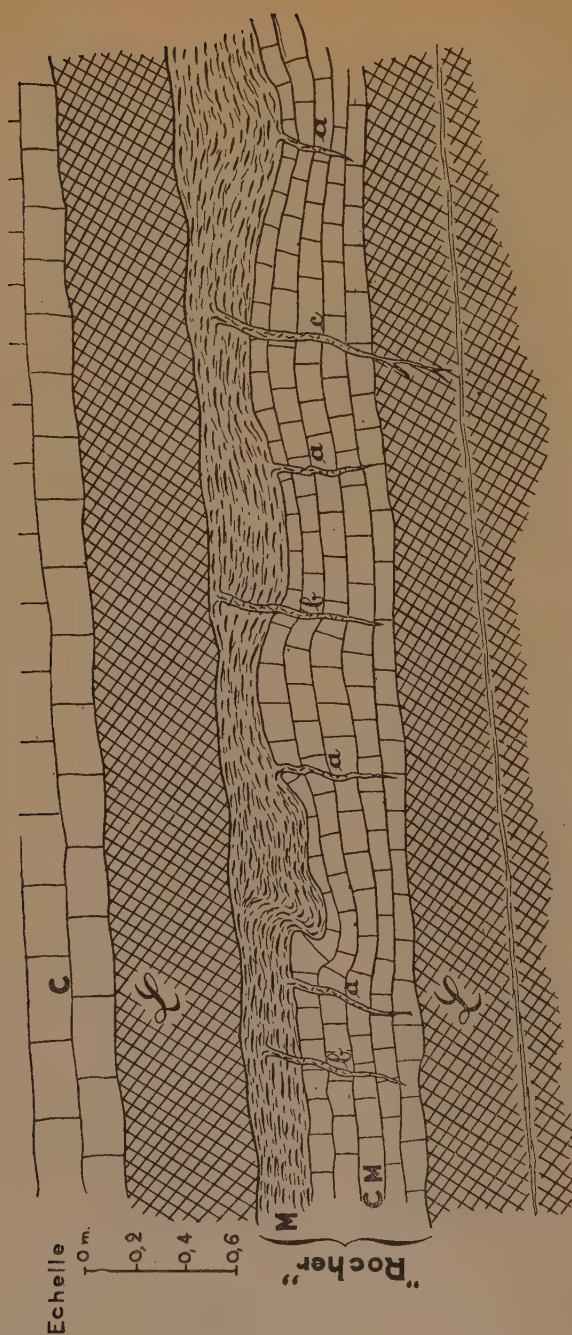


FIG. 3. — COUPE DE LA COUCHE GROS ROCHER, au puits Biver n° 1 des Charbonnages des Bouches-du-Rhône.
 C, lignites; CM, calcaire marneux; M, marnes grises à Unios;
 a, b, c, filons remplis de marnes à Unios.

d'une façon générale désignés sous le nom de *filons clastiques* (« *Clastic dikes* »)¹.

Il m'a paru utile, pour bien situer les deux observations qui font l'objet de cette note, de faire une révision rapide de ce que l'on connaît sur un ensemble de phénomènes qui, s'offrant fréquemment dans le Nouveau Monde avec l'« échelle américaine », paraissent moins imposants ailleurs et avoir moins retenu l'attention des géologues européens.

Et cependant si l'on étend la notion de filons clastiques à tout remplissage sédimentaire d'une cavité d'allure filonienne, c'est-à-dire à toute pénétration de matériaux détritiques dans les fissures d'une roche préformée, il s'agit d'un phénomène relativement banal. J'ai essayé de grouper les cas observés. On peut les classer de la façon suivante :

A) *Processus posthume*. — Des fentes sont ouvertes et remplies dans une roche cristalline bien après sa mise en place, ou dans une roche sédimentaire à une époque nettement postérieure à celle de son dépôt, presque toujours après son exondation, parfois à une époque géologique très différente.

1° On peut envisager les faits connus en considérant d'abord les *causes de la fissuration*.

a) Le cas le plus commun est celui des *failles* ou des *diaclasses*, c'est-à-dire des fentes d'origine tectonique. Tels sont les « *sandstone dikes* » signalés par W. Cross dans le granite de Pikes Peak (Colorado)², ou ceux, très remarquables, qu'a décrits et figurés J. S. Diller (*op. cit.*, 1890) dans les schistes crétacés (Horsetown et Chico beds) sur la lisière NW de la vallée du Sacramento (N. California). Ces derniers filons de grès ont été suivis sur 15 à 20 km en direction, avec une ouverture atteignant parfois 1 m 50 ; ils sont verticaux à travers des strates horizontales dans lesquelles ils envoient souvent des filons couches. Ils

1. Ce terme paraît dû à J.-F. Newsom, qui a publié une bonne étude d'ensemble sur cette question (*Clastic dikes*, *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 14, pp. 227-268, pl. 21-31 (1903). On trouvera dans cet article de nombreuses références. Préalablement J. S. DILLER, en 1890 (*ibid.*, vol. I, p. 411-442, pl. 6-8), avait fait connaître, sous le nom de « filons de grès » (*Sandstone dikes*) quelques cas typiques analogues. Mais les premières observations de ce genre remontent à un siècle et sont dues à J. DANA (*U. S. Exploring Expedition*, vol. X, Geology, p. 654 (1841) et à CH. DARWIN (*Obs. on Coral Reefs*, 1851, part III, p. 150, part II, p. 100).

Je dois à l'inépuisable érudition de M. Emm. de Margerie d'avoir été orienté vers les sources bibliographiques relatives à un sujet qui ne m'était pas familier et lui en exprime ici mes remerciements.

2. W. Cross. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 5 (1893), p. 225-230 et W. O. Crosby, *Science*, N. ser., vol. V, avril 16, 1897.

8 décembre 1943.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XIII. — 7

affectent toute l'épaisseur du Crétacé, mais point le Quaternaire qui les recouvre. Ils sont formés d'un sédiment arénacé identique aux bancs de grès ou de sable situés à la base de la série crétacée. Diller attribue leur origine à des fractures produites par d'anciens tremblements de terre, et remplies par des sables accompagnant les venues d'eau artésiennes que provoquent parfois les séismes dans cette région. Dans le même ordre d'idées, Oldham et R. Mallet¹ ont décrit, lors du tremblement de terre de Cachar aux Indes, en 1869, des fissures dans l'argile, parfois larges de 25 à 30 pieds, remplies d'un sable venu de la profondeur et injecté par des eaux jaillissantes.

b) Les fractures ouvertes dans le sédiment peuvent avoir pour origine, dans le cas d'argiles, le *retrait* par dessiccation. Ces fentes dues à l'insolation (*Suncracks*) ou à la simple perte en eau (*Mudcracks*) sont d'observation fréquente. Elles supposent une exondation au moins temporaire du sédiment argileux, et elles sont remplies ordinairement par le sédiment meuble que la couche craquelée supporte. Mais ces fentes ne représentent, dans la presque totalité des cas, que des crevasses très superficielles ne dépassant guère en profondeur quelques centimètres et elles ne prennent point l'ampleur des filons élastiques qui nous occupent. Cependant un exemple très net de filons de grès ayant cette origine a été observé par G. K. Gilbert² dans les Rocheuses de l'Utah. Les argiles bariolées de Shin-ar-ump (d'âge jurassique ou triasique) montrent une surface crevassée d'un réseau de *Suncracks*, dont les fentes intéressent ici l'argile sur plusieurs mètres de hauteur. Cette surface est recouverte, sur le flanc N du Mont Ellsworth, par un grès rouge massif (Vermilion Sandstone) qui pénètre dans les crevasses, ici exceptionnellement profondes, y produisant des filons de grès, visibles sur 3 m de hauteur au moins. La figure donnée par G. K. Gilbert est suggestive et rappelle tout à fait, par l'échelle, par l'allure des filons s'aminçissant vers le bas et par la nature des roches, le cas que j'ai décrit plus haut dans la carrière de Montrambert.

c) Beaucoup plus fréquents sont les exemples de fissurations d'origine mécanique dus à la *fragilité* exceptionnelle d'un sédiment, tel que le charbon. La littérature géologique comporte de nombreuses descriptions de ces phénomènes dans les veines de

1. OLDHAM et R. MALLET. *Q. J. G. S. London*, vol. 28 (1872), p. 255-270.

2. G. K. GILBERT. Report on the geology of the Henry Mountains, *U. S. geogr. and geolog. Survey of the Rocky Mountains Region*, Washington, 1877, p. 9, fig. 1.

houille; celles des bassins des Appalaches, par exemple¹, où les argiles encaissantes, plus rarement les grès, pénètrent sous la pression des terrains, par le mur ou par le toit, à l'intérieur des couches de charbon, y produisant des filons, parfois en réseau dense, d'une ouverture allant de quelques centimètres à plus de 3 mètres. En Europe, dans le bassin houiller de Saxe, existent des filons de schiste et de grès traversant les couches de houille (et s'irradiant quelquefois dans les schistes du toit), dans toutes les directions, en un réseau compliqué de cassures ramifiées, dont certaines ont jusqu'à 25 mètres d'ouverture, ceci au sein d'une veine de charbon épaisse de 7 mètres².

d) Enfin la cause de la fissuration peut être aussi, dans le cas plus particulier d'un massif calcaire, la dissolution souterraine karstique ou l'attaque par les eaux de surface. Il s'agit ici d'un phénomène bien connu, très banal, d'*érosion subaérienne*, lors d'une phase d'émersion. Les orgues de la craie, les puits de dissolution remplis d'argile résiduelle, les fameux puits à Iguanodons de Bernissart, les poches de sables phosphatés de Picardie ou d'argile à phosphorite du Quercy, les fentes à ossements de vertébrés, les dépôts de cavernes, et certaines brèches calcaires, telles que celles de Dourlers ou de Landelies dans le calcaire carbonifère du Nord de la France et de la Belgique, appartiennent à cette catégorie.

Tous ces phénomènes sont évidemment à rapprocher des filons clastiques, puisqu'il s'agit de remplissage des cavités d'une roche par un sédiment, quoique ici l'allure des fentes n'offre généralement point cette singularité de revêtir l'apparence de véritables filons.

2° Si nous considérons les filons clastiques sous l'aspect plus particulier des *causes de leur remplissage* et de la *manière* dont il s'est opéré, on voit que les uns ont été comblés *de haut en bas*, par gravité, et c'est le cas le plus fréquent. Tantôt ces fentes, préalablement ouvertes, sont remplies par *un sédiment marin*, au cours d'une période d'immersion ultérieure; par exemple, ces

1. Citons d'après l'enquête de J. F. Newsom (*op. cit.*) : pour le bassin de Pennsylvanie : J. J. STEVENSON, *Second geolog. Survey of Pennsylv.* (1875), Rep. K, pp. 53, 228, 276, 279, 306, 307, 308, 316, 324, 326, Rep. K. K. K., pp. 295-301 et Rep. K. K., p. 876; WHITE (1875). *Ibid.*, Rep. Q. p. 74-78; J. S. WALL, *ibid.* (1884), Rep. K 4, pp. 48, 50, 60, 62, 121, 163, 178, 187; A. N. HUMPHREYS (1886), *Ann. Rep. of Geol. Surv. of Penna.* pt. I, pp. 447, 451; W. S. GRESSLEY, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 9, p. 35-58 (1897); et, pour les bassins d'Iowa et d'Indiana : C. R. KEYES, *ibid.*, vol. V (1893), p. 239 et G. H. ASHLEY, *Proc. Indiana Acad. Scien.*, 1897, p. 240.

2. J. F. NEWSOM, *op. cit.* (1903), p. 253, pl. 31. — Ces observations ont été faites au puits Oppel à Zaukeroda, près de Dresde.

curieux dikes de calcaire liasique fossilifère pénétrant dans des crevasses du calcaire carbonifère, signalés par Ch. Moore, à Holwell, dans les Mendip hills¹; ou encore le filon couche de grès tertiaire fossilifère inséré dans les argiles crétacées qu'a décrit A. P. Pavlow, dans le district d'Alatyr (Russie)², comme témoin d'une nappe de sédiments tertiaires totalement enlevés par l'érosion et conservés seulement dans cette crevasse; ou encore les filons faits du grès superposé et coupant la diabase sous-jacente dans l'antécambrien du Lac Supérieur³ et ceux, épais de plusieurs dizaines de mètres, suivis sur 1 mille de longueur par W. Gross, dans le granite de Pikes Peak (Colorado)⁴. Tel est encore le filon de grès signalé par A. W. Grabau dans le calcaire de Bullhead (État de New-York)⁵.

Tantôt et plus souvent encore, le remplissage, *per descensum*, s'est effectué dans la roche encaissante, au cours d'une période continentale, par circulation des eaux météoriques, et ce processus, qui groupe par exemple la presque totalité des cas de remplissage des fentes d'origine karstique dans un massif calcaire, est trop fréquent pour que nous insistions sur lui.

Au contraire, les processus d'intrusion véritable d'un sédiment dans un autre, si nous réservons ce terme à une opération de *bas en haut*, sont moins répandus, quoique certains soient de notion courante, tels que les montées d'hydrocarbures ou de sables asphaltiques⁶, ou le cas des salses ou volcans de boue. Ces injections par le bas sont directement imputables, lorsqu'elles se font par voie aqueuse, à la pression hydrostatique (eaux artésiennes), ou encore à la poussée des gaz (volcans de boue); mais, en dernière analyse, à part le cas des montées d'hydrocarbures par capillarité, c'est à la pression des terrains encaissants et, dans les cas les plus simples, au seul poids des roches surincombantes, qu'il faut attribuer ces déplacements d'un sédiment plus fluide en sens inverse des sollicitations de la pesanteur.

1. CH. MOORE. *Q. J. G. S. Lond.*, vol. 22 (1867), p. 481.

2. A. P. PAVLOW. *Geol. Magaz.* N. S., dec. IV, vol. III, (1896), p. 49-53.

3. R. D. IRVING. The copper bearing rocks of Lake Sup. *U. S. Geol. Survey. Monographs*, V (1883), pp. 139-140; 292-293.

4. W. GROSS. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol V (1893), p. 225-230.

5. A. W. GRABAU. *Ibid.*, vol. XI (1900), p. 357-361. Ce filon est coupé net au sommet par le calcaire d'Onondaga qui recouvre le calcaire de Bullhead, ce qui limite l'époque de sa formation à la période intermédiaire entre celle de Bullhead et le Dévonien.

6. Par exemple la veine de bitume (« Grahamite ») de Ritchie (W. Virginia) coupant les schistes et grès carbonifères. Voir ELDRIDGE, 22^e *Rep. U. S. Geol. Surv.*, pt. I (1901), p. 209; ou encore les filons de sables asphaltiques de San Buena Ventura (Californie) (cf. E. W. HILGARD, *Calif. State Mining. Bureau*, 10th *Rep. of the State Mineralogist* (1890), p. 763.

Nous avons vu que le remplissage par montée d'eaux artésiennes chargées de sédiments a été invoqué par J. S. Diller en 1890 pour expliquer les « Sandstone dikes » de la Californie du Nord. Le sens de remplissage de bas en haut, a été positivement établi par J. F. Newson qui a observé le rebroussement des épontes vers le haut dans des filons de grès recoupant les schistes miocènes à diatomées près d'Asuncion en Californie (*op. cit.*, p. 233, fig. 3). L'analogie avec les volcans de boue est suggérée par cet auteur ; de même, par R. Hay¹ pour des filons de grès observés dans le Nebraska du NW.

B. *Filons clastiques « intraformationnels »*. Dans l'immense majorité des cas observés la formation du filon clastique est toujours référible à une époque nettement postérieure à celle où les terrains encaissants se sont déposés. Il est beaucoup plus rare de rencontrer de telles structures à propos desquelles il soit établi de façon certaine qu'elles sont de l'âge même des sédiments qui les contiennent. Pour être plus précis, il est très rare que ces fractures aient été ouvertes aussitôt après le dépôt de la couche intéressée, avant le dépôt de celle qui la recouvre et colmatées par cette dernière, sans qu'une interruption notable de la sédimentation se soit produite entre temps. En d'autres termes, les *filons clastiques intraformationnels*, produits par un véritable autorembayage pénécontemporain du dépôt des épontes, filons ouverts et remplis sous les eaux du bassin de sédimentation, semblent être des phénomènes exceptionnels.

C'est pourtant ainsi, avons-nous vu, que les filons clastiques du bassin de Saint-Étienne et de celui de Fuveau, décrits dans cette note, se sont produits.

En dehors d'eux, et c'est ce qui fait leur particularité et leur intérêt, seul l'exemple des Suncracks des Rocheuses de l'Utah (Henry Mountains), cité par G. K. Gilbert en 1877 (*Op. supra cit.*) entre clairement dans cette catégorie. S'y rapportent peut-être aussi, mais c'est plus douteux, des filons de calcaire signalés comme traversant un banc horizontal de schiste rouge à la base de l'Old Red Sandstone de Templemore² et recouverts par d'autres bancs de Vieux grès rouge. Ils ont été interprétés également par du Noyer comme des Suncracks émergés, colmatés et réimmergés. Là se bornent, semble-t-il, les cas de ce genre précédemment connus. Et ce sont, l'un et l'autre, des Suncracks remblayés.

1. R. HAY. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. III, (1892), p. 50-55.

2. A. B. W. et DU NOYER. *The Geologist*, London, April 1860, p. 135, et July 1860, p. 272.

IV. — ORIGINE DES FILONS CLASTIQUES D'AUTOREMBLAYAGE DES BASSINS DE SAINT-ÉTIENNE ET DE FUYEAU.

Or, dans les deux cas qui font l'objet de la présente note, il ne peut être question d'invoquer pour cause de la fissuration le retrait de l'argile par dessiccation. Ni dans la carrière de Mont-rambert, ni dans les chantiers souterrains de la couche Gros Rocher à Gardanne, on n'observe, à la surface du banc fissuré, de réseau craquelé analogue aux Muderacks. Aucune trace d'une émergence momentanée n'est décelable non plus dans ces deux coupes. Il faut donc chercher une autre origine à ces curieuses crevasses.

Voudrait-on invoquer une contraction du sédiment argileux, par perte d'eau, sans émergence, en cours même de sédimentation sous les eaux du bassin ? On se heurterait alors à l'objection que dans ce cas tous les bancs d'argile du monde devraient être aussi fissurés, alors que nous sommes ici en présence d'un cas exceptionnel. Et d'ailleurs à Gardanne la roche crevassée est, non pas une argile, mais un calcaire marneux.

Force est d'invoquer tout simplement une large fissuration du banc d'argile ou de calcaire, par *déformation mécanique* de l'assise aussitôt déposée. Mais quelle a pu être la cause de cette déformation exceptionnelle qui a provoqué de telles fissures ?

Notons que dans les deux cas nous avons affaire à des bassins houillers lacustres. Faut-il faire intervenir une de ces saccades de la subsidence dont le jeu est si nettement observable dans les bassins de ce type ? Je crois devoir écarter cette hypothèse pour la raison que nos filons clastiques sont des fentes effilées vers le bas, s'ouvrant largement vers le haut. Elles furent par conséquent des cassures béantes et c'est ce qui a provoqué leur comblement ultérieur. Or les déformations produites par la subsidence, il semble que cela soit bien démontré¹, sont en somme le début d'une phase orogénique. Elles ont entraîné le resserrement des bords du bassin et ont pu engendrer de sérieuses déformations, telles que des plis couchés, des fractures inverses et des chevauchements, mais ce sont des dislocations accomplies à une certaine profondeur dans une période de compression, incompatibles par conséquent avec la production de fractures ouvertes. Dans le cas qui nous occupe, les cassures sont apparues dans un massif de terrains à un moment de leur his-

1. P. PRUVOST. Quelques observations sur le phénomène de plissement faites dans les bassins houillers. *B. S. G. F.* (5), t. IX, p. 318-319 (1939).

toire où ils n'étaient pas encore sous tension, puisqu'ils achevaient de se déposer.

Tout bien pesé, un seul facteur me paraît pouvoir être invoqué : un tassement très local d'une couche sous-jacente, et à proximité d'une zone moins affaissée, ce qui aurait produit à la périphérie de cette zone effondrée, d'extension limitée, le gauchissement des strates qui la recouvraient et l'ouverture, à l'extérieur, de fentes radiales dans cette ligne de flexure. Quelque chose d'analogue, en somme, aux failles ouvertes à la surface du sol par les travaux miniers à la limite d'une région vierge et d'un champ d'exploitation souterraine, quand la couche dépilée a été insuffisamment remblayée ; ou encore par la dissolution souterraine du gypse.

Or dans les deux cas observés, nous sommes en présence, à peu de distance au mur de la couche ainsi fracturée, d'une certaine épaisseur de houille. A Gardanne, on est précisément, dans la couche Gros Rocher au sommet du faisceau des lignites. Dans les 65 m de terrains qui la supportent existent les 3 couches : Quatre Pans, Mauvaise Mine et Grande Mine, qui totalisent 7 m de charbon. A Montrambert, il y a la couche des Littes épaisse de 2 m et surtout à 200 m de distance verticale en dessous, la Grande Couche du Puits Devillaine, épaisse en moyenne de 20 m et dont l'ouverture, d'ailleurs, tombe rapidement au voisinage à quelques mètres. Il suffit de songer que ce sédiment végétal, entre son dépôt à l'état de débris de plantes et son évolution finale en houille, a subi une contraction qui est ordinairement évaluée au huitième du volume primitif ; que cette transformation s'est effectuée aussitôt après le dépôt et très rapidement, puisque très souvent on retrouve la houille déjà formée reprise en galets dans les conglomérats superposés ; qu'enfin cette contraction pouvait être d'amplitude variable suivant les points, surtout lorsque l'épaisseur des couches de charbon sous-jacentes se modifiait¹. Et nous avons ainsi toutes les circonstances nécessaires à produire un tassement différentiel et par suite un gauchissement local des strates recouvrant le charbon, avec fractures ouvertes à la surface du dernier banc déposé, localisées à la limite

1. On peut ainsi calculer qu'entre les lieux où une veine comme la Grande Couche de Montrambert a une ouverture de 20 m et ceux où elle s'effile, la valeur du tassement a pu passer de 160 m à zéro ; ceci est plus que suffisant pour provoquer la rupture des bancs rocheux superposés. Or la carrière Saint-Pierre, où ces phénomènes ont été observés, est justement située dans la région où les progrès des travaux souterrains de Montrambert ont montré que la Grande Couche du puits Devillaine disparaît pour être relayée par la 1^{re} Brûlante, veine bien plus mince, qui lui est inférieure et s'ouvre seulement plus à l'Ouest pour devenir la Grande Couche du Ban à Firminy.

des deux régions inégalement affaissées, et cela en cours même du phénomène de sédimentation, sans que celui-ci soit interrompu, puisqu'il intervient aussitôt, comme c'est le cas à Gardanne, pour colmater les fractures ainsi produites.

Telle est l'hypothèse que je crois devoir suggérer pour expliquer la genèse des curieux filons clastiques intraformationnels, observés dans les bassins de Saint-Étienne et de Fuveau. Ils seraient les témoins de tassements locaux très précoces, analogues à ceux qu'engendre actuellement l'exploitation des couches de houille, mais qui ont dû se produire, dès l'époque de leur enfouissement, par perte de volume de la veine de charbon sous-jacente.

EXPLICATION DE LA PLANCHE V

FILONS DE GRÈS DANS LES SCHISTES HOUILLEUX.

FIG. 1. — L'affleurement des schistes stéphanien à poissons et coprolithes de Montrambert, dans la carrière Saint-Pierre, à la Ricamarie (Loire).

G, sommet du massif gréseux supportant ces schistes (s) ; c. h. veinule de charbon et s. c., schistes charbonneux couronnant l'horizon à poissons ; g, petit banc de grès intercalé dans les schistes. On voit un groupe de filons de grès descendant de ce banc dans des schistes inférieurs.

FIG. 2. — Détail des filons de grès (f) de la figure précédente.

La règlette blanche (hauteur 0 m 25) donne l'échelle des figures et leur position réciproque.

(Photos prises par M. Pierre Comte, en août 1942).

SUR LES SCHISTES CRISTALLINS DE LA RÉGION DE MARVEJOLS (LOZÈRE)

PAR **P. Lapadu-Hargues**¹.

La région étudiée ici se trouve située sur la partie SE de la zone définie par la feuille de Mende et débordé légèrement sur la zone extrême nord de la feuille de Séverac. Elle est constituée par un ensemble cristallin limité, d'une part par la bordure méridionale du grand massif granitique de la Margeride au Nord, et d'autre part par la couverture secondaire des petits causses de la région de Mende à l'Est et du grand Causse de Sauveterre au Sud ; cette région est traversée par la vallée du Lot dans sa partie méridionale et par la Colagne et ses affluents issus de l'Aubrac et de la Margeride dans sa partie septentrionale et centrale ; la Colagne étant elle-même tributaire du Lot.

ÉTUDE DES FACIÈS CRISTALLINS DE CETTE RÉGION

Au contact du granite de la Margeride, au Sud de Saint-Sauveur-de-Peyre et plus à l'Est, à Recoules-de-Fumas, on rencontre tout d'abord une bande de micaschistes à biotite et à muscovite, très légèrement feldspathiques. Les feldspaths sont rares, toujours altérés et semblent devoir être rapprochés du type albite-oligoclase. On y trouve en plus de la tourmaline, toujours très nette, et beaucoup plus rarement du grenat et de la staurolite. Cette bande se poursuit au Sud jusqu'à la hauteur de Fraissinet, lorsque l'on suit cette série le long de la route descendant vers Marvejols et empruntant les vallées des torrents tributaires de la Colagne.

La direction générale de cette bande de micaschistes est SW-NE et le pendage en est de 20 à 30° vers le NW.

A partir de Fraissinet et jusqu'à Marvejols et même un peu au delà, on traverse une épaisse série gneissique à direction parallèle à la précédente et, comme elle, à pendage moyen de 25° vers le NNW. Ces gneiss se présentent sous un faciès typique de migmatites. Il est ici impossible de subdiviser réguliè-

1. Note présentée à la séance du 29 mars 1943.

rement cette série et d'y distinguer respectivement et successivement les trois faciès définis par J. Jung et M. Roques (Diadysitiques, embrechites, anatexites). Tous les aspects possibles de mélange entre roche-trame et apport s'y présentent et ce, selon une répartition absolument quelconque : des faciès dits « diadysitiques » pouvant succéder en profondeur à un faciès franchement nébulitique, en tout point assimilable à une anatexite.

Aux endroits où la roche-trame et l'apport migmatitique se distinguent, on peut observer ce dernier. Il s'individualise à ce stade sous forme d'une aplitite largement pegmatitique, à quartz et à feldspaths (orthose et albite) sans éléments colorés appréciables, il s'agit donc d'un apport très acide et alcalin qui opère sur une roche-trame, constituée, nous le verrons par la suite, par une série principalement calco-magnésienne et alumineuse (gneiss à biotite et à hornblende). Dans les migmatites intimes, on voit la disparition des hornblendes et leur transformation en une biotite plus ou moins chloritisée, à zircons pleiochromes et à côté des plagioclases originels principalement andésitiques, néoformations de feldspaths plus acides et alcalins (oligoclase-albite et même orthose). La roche s'enrichit également en quartz libre.

En aval de Saint-Léger-de-Peyre, intercalée dans cette série, nous traversons une bande de gneiss de teinte sombre, très riches en hornblende et en biotite, assez pauvre en éléments blancs (quartz, oligoclase-andésite). Cette enclave, en forme d'amande allongée de direction SSW-NNE représente vraisemblablement un septum de la roche-trame préexistante, ayant échappé à la migmatisation ; ses contours sont d'ailleurs peu nets et se perdent de façon diffuse dans des faciès de migmatites de plus en plus caractéristiques.

Une bande de micaschistes à biotite et à muscovite avec accessoirement de la tourmaline, identiques à ceux que nous avons rencontrés au N, réapparaît au niveau de Marvejols sous les gneiss migmatitiques : cette bande est plus ou moins masquée dans la vallée de la Colagne par des formations d'âge secondaire, constituant un ensemble de petits causses. Mais elle se retrouve plus à l'W (décalée il est vrai par un décrochement NS, d'âge tertiaire, recoupant toute cette région¹ ; dans la région

1. Cet accident NS avait été défini par G. Fabre dans la notice de la 1^{re} édition de la feuille de Mende sous le nom de Faille d'Auxillac-Antrenas. Elle se poursuit en réalité plus au S où elle va s'atténuer sur le rebord septentrional du Causse de Sauveterre au delà de Banassac et plus au N vers Saint-Sauveur-de-Peyre et au delà, où il est par place possible de la suivre à l'intérieur du massif granitique. Il s'agit d'un décrochement horizontal, d'âge tertiaire, un peu postérieur aux accidents transversaux de Chanac-les-Salces et de Banassac Saint-Pierre-de-Nogaret, également tertiaires, mais un peu antérieurs.

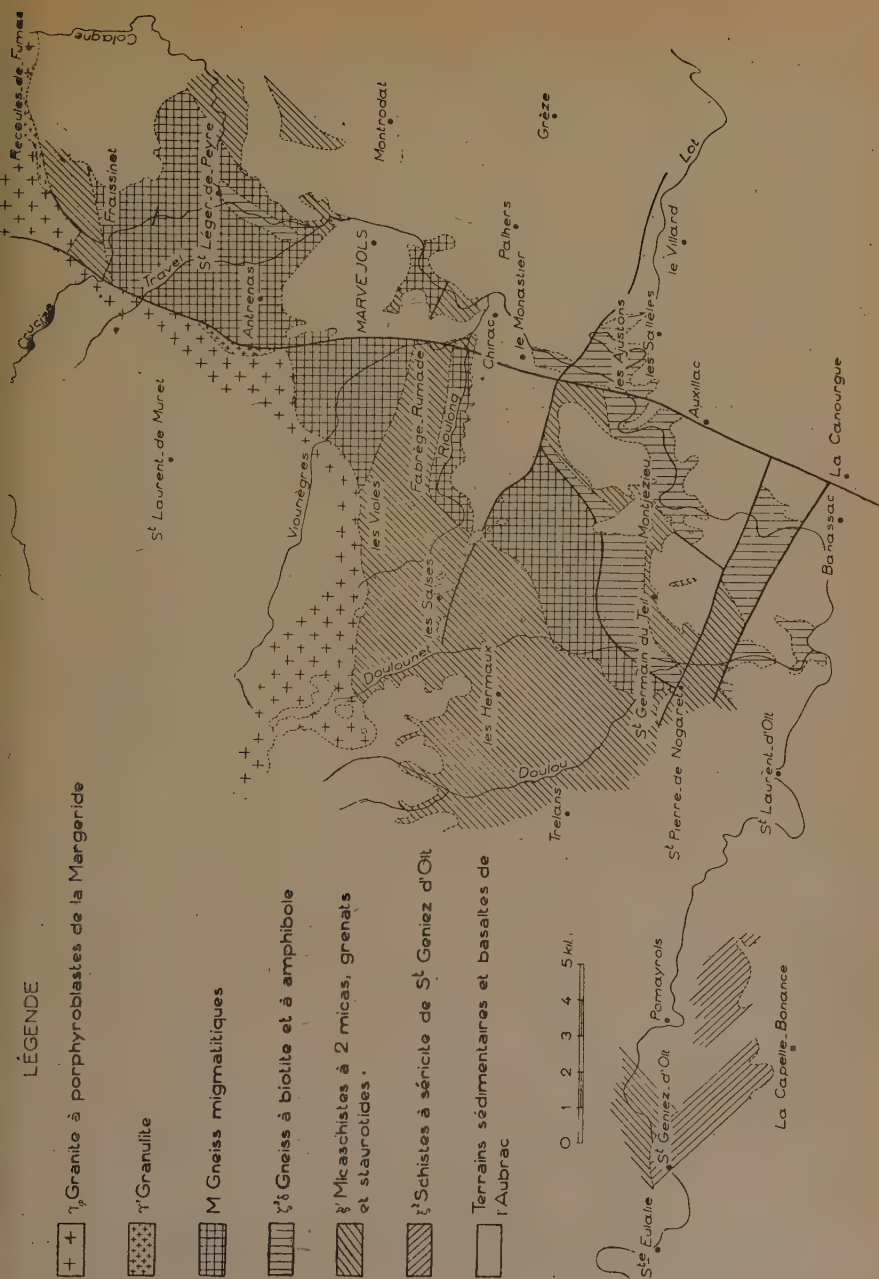


FIG. 1. — Carte des formations cristallines de la région de Marvejols.

de Fabrèges-Rumade, les Violes, et au delà vers les Salces où elle s'élargit et vient au contact de la bordure S du massif de la Margeride. Dans ces régions, plus occidentales, les micaschistes prennent des aspects typiques ; ils sont surtout riches en grenats et en staurotide et présentent un faciès de micaschistes à grenats et staurotide assez classique dans tout le Massif Central. On y trouve de grands cristaux de staurotide, très caractéristiques, généralement abîmés et striés de cassures de formes variables ; chaque cristal est entouré d'une gaine de muscovite et de chlorite. Les grenats sont très abondants (grossulaires surtout) ; quelques plagioclases très rares et pratiquement indéterminables, de la biotite un peu altérée, de l'illménite, enfin de très beaux cristaux de tourmaline.

Ces micaschistes sont analogues à ceux décrits par P. Termier dans le substratum du Bassin houiller de Saint-Étienne et ceux de la zone « micaschistes inférieurs » du Bas-Limousin décrits entre autres auteurs, par M. Roques. Ils doivent sans doute dériver d'un matériel initial calco-magnésien. La présence constante de tourmaline dans cette série semble indiquer nettement l'existence d'un apport externe, apport lié sans doute également à la présence de feldspaths plagioclases acides (oligoclases) trop peu abondants pour classer ces éléments parmi des gneiss typiques mais néanmoins visibles çà et là dans la roche. Enfin notons la présence de très nombreux filons de quartz qui viennent recouper cette série.

Plus au Sud apparaît une nouvelle série constituée par des gneiss migmatitiques, série visible dans les gorges de la Colagne immédiatement en aval de Marvejols, mais particulièrement nette plus à l'W dans la vallée du Rioulong et au N de Saint-Germain-du-Teil. Cette série a, dans l'ensemble, les mêmes caractéristiques que celle observée dans la région de Saint-Léger-de-Peyre ; vers l'W, on la voit s'envoyer progressivement sous les micaschistes à grenats et à staurotide dans la région de Saint-Pierre-de-Nogaret. Cet ensemble, comme les précédents, est toujours orienté au NE-SW à pendage vers le NW.

Dans la région même de Saint-Germain-du-Teil et dans la vallée du Lot (Les Ajustons, Monjezieu, Banassac) nous trouvons une série de gneiss à amphibole à faciès variable, tantôt riche en éléments blancs (surtout quartz), tantôt riches en biotite, en hornblende verte, à pendage constant 15° vers le NW. Un accident important les sépare de la série migmatitique située plus au N. Ces gneiss semblent être identiques au matériel constituant la roche-trame des migmatites signalées plus haut

au N de Marvejols ; dans certaines zones particulièrement riches en hornblende et en biotite et pauvres en éléments blancs, ils sont assimilables au septum de gneiss signalé au S de Saint-Léger-de-Peyre, dans la haute vallée de la Colagne. Une bande de micaschistes, d'orientation générale NE-SW, à pendage également dirigé vers le NW s'intercale dans cette série et s'élargit de plus en plus vers le SW où elle finit par déborder et recouvrir dans cette partie orientale les gneiss à amphibole. Ces micaschistes sont à muscovite et à biotite avec, accessoirement, grenats et staurotide, la tourmaline y est très abondante. Ils appartiennent toujours au même type que ceux signalés précédemment.

Ici les faciès gneissiques se retrouvent exempts de l'apport massif et direct caractérisant les faciès migmatitiques de la haute vallée de la Colagne et du N de Saint-Germain-du-Teil. Cette dernière zone de micaschistes et de gneiss à biotite et hornblende a échappé à la migmatisation et s'oppose par là aux éléments situés plus au Nord. On a affaire ici à une autre série, séparée de la précédente par un accident, encore malaisé à déterminer exactement, mais nettement visible dans les vallées méridiennes des tributaires du Lot et spécialement de la Colagne à 2 km en amont de Chirac. Cette série caractérisée par les grenats et la staurotide pour les micaschistes, par la biotite et la hornblende verte pour les gneiss, semble avoir pris naissance à partir d'une série sédimentaire surtout magnésienne et calcique à l'origine. La variabilité dans les faciès gneissiques à partir d'un type moyen, soit dans le sens d'une prédominance de quartz, soit au contraire par excès d'éléments ferromagnésiens (surtout amphiboles), et le groupement et l'organisation apparemment continue de ce faciès dans l'ensemble de cette série, seraient peut-être aussi des arguments en faveur d'une ancienne disposition sédimentaire de tout ce matériel métamorphique. On doit également insister sur la présence constante de la tourmaline dans les micaschistes et dans les faciès riches en éléments blancs des gneiss (dans les faciès noirs à éléments ferromagnésiens abondants, la tourmaline est plus rare et même quelquefois absente). L'existence de cette tourmaline, élément caractéristique d'un apport, pourrait peut-être suggérer l'idée que cette série, conforme aux faciès de schistes cristallins issus d'un métamorphisme général, a été l'objet au cours de sa genèse d'un apport ; apport de nature très différente (dans son processus) de l'apport direct et massif que nous observons dans les faciès de migmatites ; mais néanmoins réel.

Enfin, plus au SW, dans la région traversée par le Lot et située entre Saint-Geniez d'Olt et la Capelle-Bonance, apparaissent des schistes à séricite, sans biotite, ni muscovite, riches en éléments graphiteux qui les rendent tout noirs par place. Ils correspondent à un matériel soumis à un métamorphisme beaucoup moins intense, et ce sont presque des phyllades. Cette série, de direction ENE-WSW, et à pendage 15° - 20° au NNW, est recouverte par les micaschistes à grenats et à staurotide au Nord, sous lesquels ils plongent. Pour expliquer cette superposition anormale, M. Roques admet qu'il s'agit là de micaschistes profonds rétrotransformés dans la zone supérieure. Il semble plutôt que cette série appartienne effectivement à une zone supérieure au point de vue métamorphique, et sa superposition anormale sous des micaschistes inférieurs (au sens magmatique du terme) doit être expliquée par des arguments d'ordre tectonique plutôt que pétrographique. Cette disposition vient, comme nous allons le voir maintenant, se placer dans le cadre d'ensemble structural de cette région.

ÉLÉMENTS DE LA STRUCTURE DE CETTE RÉGION

Il est encore prématuré de donner ici le détail de la structure de cette région ; néanmoins d'ores et déjà ressortent les quelques conclusions suivantes :

1° La structure de l'ensemble cristallin doit être expliquée par l'existence de plis et d'accidents déversés et couchés vers le SE, plis où par conséquent les flancs SE présentent un ordre inverse de l'ordre normal des termes. La présence d'une bande de micaschistes plongeant sous les migmatites à Marvejols et à Fabrèges-Rumade, d'une part, et l'apparition de la série des schistes à séricite de Saint-Geniez d'Olt plongeant également sous les micaschistes à grenats et à staurotide, d'autre part, pour ne citer que ces deux cas, doivent, dans l'état actuel de nos connaissances, être interprétées comme le résultat du déversement vers le SE des éléments de cette série. Notons en plus l'existence d'un grand accident qui se suit de Saint-Pierre-de-Nogaret au N de Pin, et au delà du grand décrochement méridien Auxillac-Autrenas, dans la vallée de la Colagne entre Marvejols et Chirac. Cet accident n'affectant que le cristallin et contemporain de ces séries métamorphiques, amène au contact la série migmatique du NW sur les gneiss à amphiboles ou les micaschistes du SE.

L'orientation générale des plis et accidents dans cette région

est dans sa partie occidentale, principalement WE puis au fur et à mesure que l'on se dirige vers la partie orientale, à direction WSW-ENE, pour s'infléchir de plus en plus et devenir au N de Marvejols franchement SW-NE¹.

2° Un abaissement d'axe de cette série se manifeste vers l'W où les termes micaschisteux viennent bientôt recouvrir, telle une immense coupole, toute la série migmatitique au delà de Saint-Pierre-de-Nogaret. De même, plus au S pour les gneiss à amphiboles, il n'y a plus de gneiss visible immédiatement au niveau de Saint-Geniez d'Olt.

3° Le massif granitique de la Margeride se comporte comme étant nettement postectonique par rapport à la phase principale des plissements du cristallin, phase que nous avons tout lieu de considérer comme antéstéphanienne par continuité avec les renseignements fournis par l'étude des régions voisines².

L'étude des contacts de ce granite avec les différents termes cristallins recoupés par lui de façon quelconque, nous montre sa complète indépendance vis-à-vis de ceux-ci. Contrairement aux observations faites dans sa partie occidentale (région du granite dit « d'Entraygues ») il n'y a ici pratiquement pas trace de métamorphisme de contact. Le granite de la Margeride a d'ailleurs un faciès très spécial. Il n'est pas très acide, assez peu riche en quartz et surtout caractérisé par d'énormes porphyroblastes d'orthose pouvant atteindre jusqu'à 5 cm. La biotite y est normalement répandue ainsi que les plagioclases (albite, rarement oligoclase), pas de trace de muscovite dans le granite proprement dit, mais le massif est recoupé par des éléments de granulite très alcaline, largement cristallisée et très riche en tourmaline, représentant très vraisemblablement une phase tardive dans la mise en place du granite.

Enfin, on peut ajouter que considéré isolément, ce granite semble pétrographiquement très différent du granite du Massif du Mont-Lozère, pourtant son voisin assez proche dans le SE et également, selon toute vraisemblance, postérieur quant à sa mise en place à la phase antéstéphanienne des plissements. Ce dernier est grenu, homogène, sans porphyroblastes, à deux micas à peu

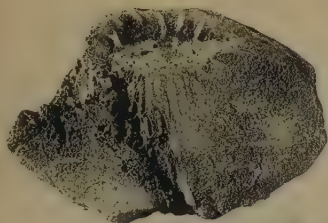
1. Dans une note parue en 1932, M. A. Demay avait signalé l'existence d'un arc antéstéphanien avec poussées apparentes vers l'extérieur de cet arc, c'est-à-dire vers le Sud en général, et ce, depuis le Lyonnais jusqu'en Corrèze. Il a, dans des notes postérieures, précisé cette notion, notamment dans la région définie dans la feuille de Mauriac.

2. Déjà, en 1932, à la suite de l'étude de sa bordure N, M. A. Demay avait émis l'hypothèse du caractère probablement postectonique du massif granitique de la Margeride. L'étude de sa bordure S vient confirmer cette hypothèse.

près également répartis, et plus riche en quartz. Il n'offre enfin pas de venues granulitiques de l'ampleur de celles que l'on voit au sein du massif de la Margeride. Il en est de même pratiquement dépourvu.

BIBLIOGRAPHIE

- P. TERMIER. — Note sur un gisement de staurotide aux environs de Saint-Etienne (Loire). *Bull. Soc. Fr. Min.*, t. XII, n° 6, 1889.
- A. DEMAY. — Sur l'existence d'un arc antéstéphanien et sur la continuité des poussées apparentes vers l'extérieur de l'arc depuis le Lyonnais jusqu'en Corrèze. *CR. Ac. Sc.*, t. CXCIV, 1932.
- J. JUNG et M. ROQUES. — Les schistes cristallins du Massif Central. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXXIX, n° 197, 1938.
- M. ROQUES. — Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du massif Central Français. *Mém. Serv. Carte. Géol. Fr.*, 1941.
- A. DEMAY. — Microtectonique et Tectonique profonde. *Mém. Serv. Carte. Géol. Fr.*, 1942.
- P. LAPADU-HARGUES. — Révision de la feuille de Mende au 1/80.000^e. Note remise au *Bull. Serv. Carte. Géol. Fr.* en déc. 1942.
-



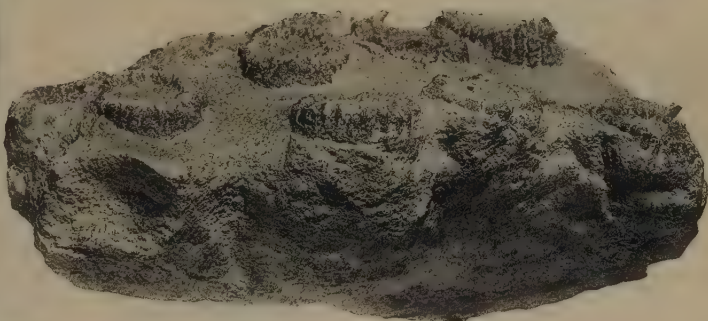
1



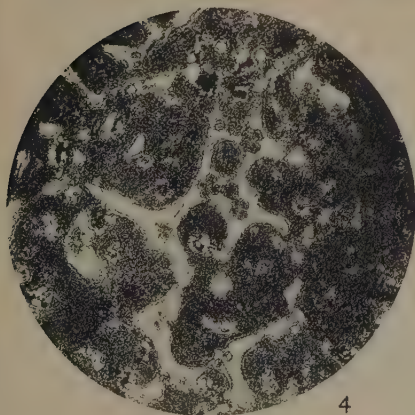
2



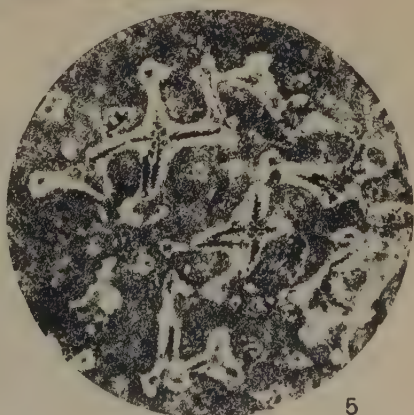
6



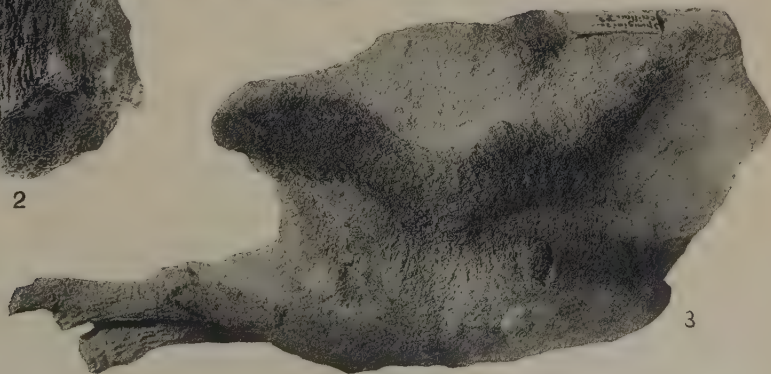
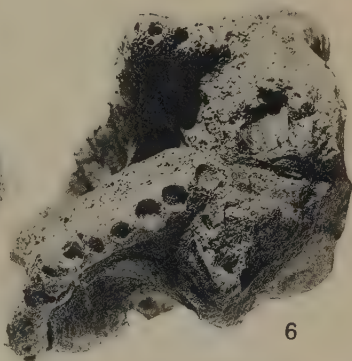
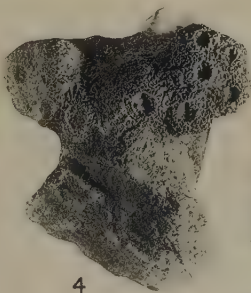
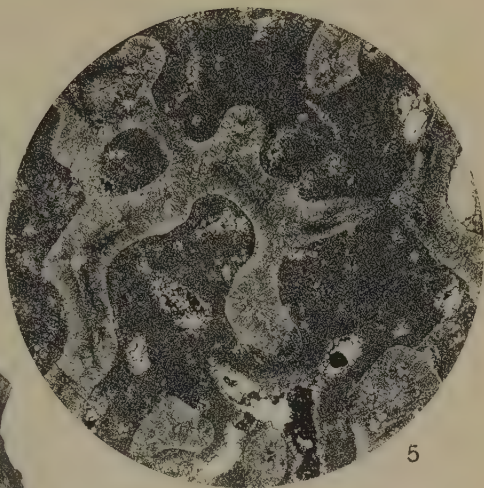
3

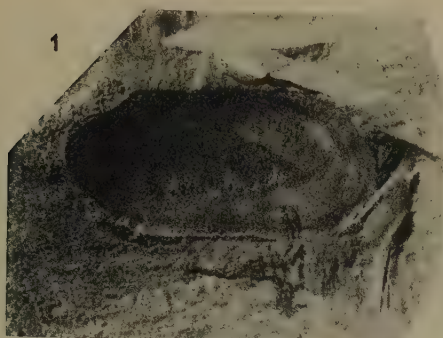


4

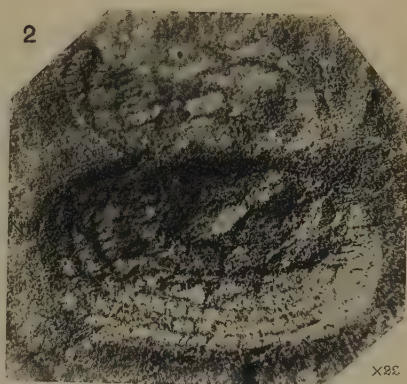


5





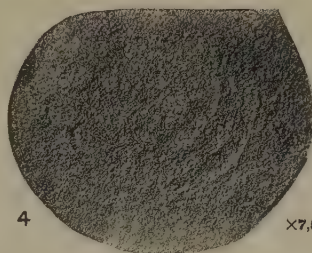
x3



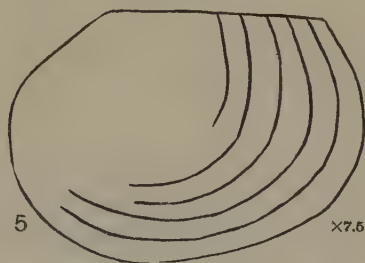
x25



x1



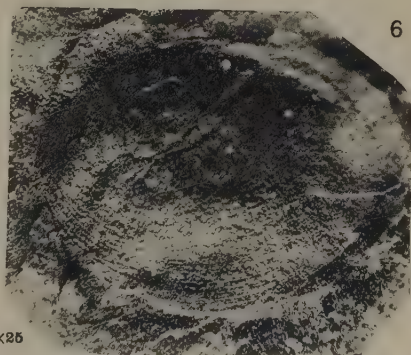
x7,5



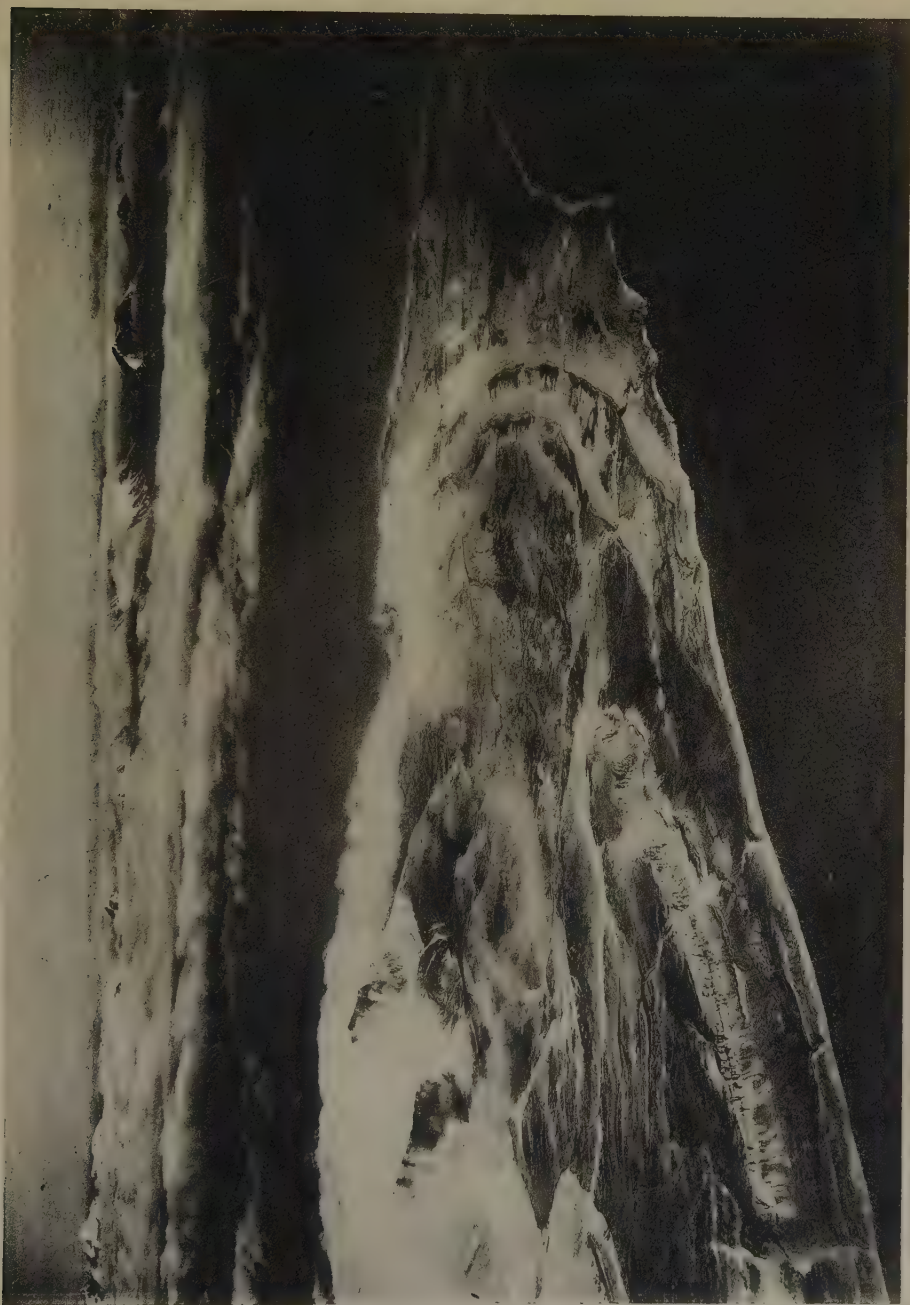
x7,5



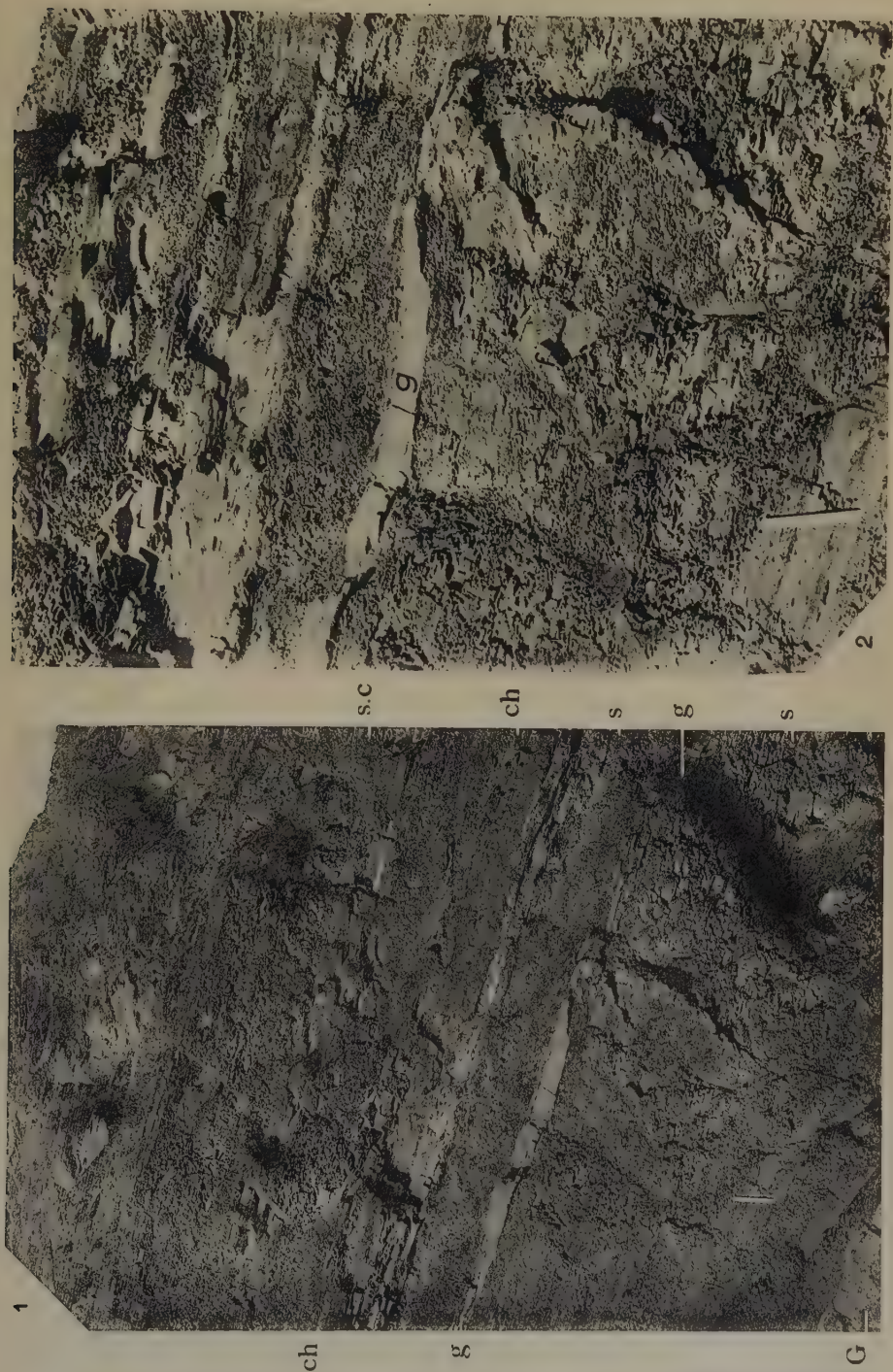
x25



x25



Phototype Mémín, Arcueil (Seine)



Filons de grès dans les schistes houillers

MÉMOIRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

(Nouvelle Série)

Tome XVII.

1. — 39. — M^{me} DE CIZANCOURT et L. R. COX, *Contribution à l'étude des faunes tertiaires de l'Afghanistan*, 5 pl., 44 p. fr. 130
- 2-4. — 40. — J. ROGER, *Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe. Conclusions générales sur la répartition géographique et stratigraphique des Pectinidés du Tertiaire récent* (Suite du Mém. de Paléont. N° 26 et du Mém. N. S. N° 10 de DEPÉRET et ROMAN), 28 pl., 294 p. fr. 325

Tome XVIII.

- 1-4. — 41. — G. MAZENOT, *Les Palæhoplitidæ tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France*, 40 pl., 303 p. fr. 360

Tome XIX, 1940.

- 1-2. — 42. — Cel GÉRARD et J. BICHELONNE, *Les Ammonites aaléniennes du Mineraidefer de Lorraine*, 33 pl., 60 p. fr. 250
- 3-4. — 43. — Geneviève DELPEY, *Gastéropodes marins : Paléontologie — Stratigraphie*, 28 pl., 112 p. fr. 450

Tome XX, 1941.

1. — 44. — Colette DECHASEAUX, *Rudistes : I. Diceras et Heterodicerias*, 4 pl., 55 p. fr. 400
- 2-3. — 45. — Maurice LERICHE, *Contribution à l'étude des faunes ichthyologiques marines des Terrains tertiaires de la Plaine Côtière Atlantique et du Centre des États-Unis. Le synchronisme des formations tertiaires des deux côtés de l'Atlantique*, 8 pl., 112 p. fr. 225

Tome XXI, 1942.

- 1-2. — 46. — André CAILLEUX, *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*, 5 pl., 176 p. fr. 225
- 3-4. — 47. — A. F. DE LAPPARENT, *Les Dinosauriens jurassiques de Damparis (Jura)* 5 pl., 21 p. fr. 75

Tome XXII, 1943.

Souscription : France, 220 fr. ; Étranger, 250 fr.

1. — 48. — Fr. DOUVILLÉ, *Contribution à l'étude des faunes du Cornbrash. Révision des genres Clydoniceras et Macrocephalites (sous presse)*.....
- 2-4. — 49. — LÉON BERTRAND, *Les chaînons et hauts-plateaux provençaux du Sud-Ouest des Alpes-Maritimes et des régions avoisinantes des Basses-Alpes et du département du Var (à l'impression)*.....

TABLE DES MATIÈRES (TOME XIII, FASCICULE 1-2-3)

	Pages
H. Parent. — Tyrrhénien et Flandrien du littoral toulonnais et des îles d'Hyères.....	3
J. Durand et E. Raguin. — Sur la structure du massif du Maubermé dans les Pyrénées ariégeoises (2 fig.).....	9
Georges Dubois et M^{me} Camille Dubois. — Notes paléontologiques sur le Tonnellet des Tourbières (<i>Amphitrema flavum</i> ARCHER) (11 fig.).....	21
Colette Dechaseaux. — Nouvelles observations sur <i>Caprinula cedrorum</i> BLANCKENHORN (7 fig.).....	37
Jacques Lachasse. — Contribution à l'étude des Spongiaires fossiles du Campanien des Charentes (Pl. I et II, 9 fig.).....	43
Carlos Teixeira. — Sur la faune limnique du Stéphanien moyen du Nord du Portugal (Pl. III, fig. 1-5).....	67
Carlos Teixeira. — Sur l' <i>Estheria Borgesi</i> , nouvelle espèce du Karroo du Mozambique portugais (Pl. III, fig. 6-7).....	71
Louis Dangeard. — Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Bassin de Paris et, en particulier, sur ceux du Perche et du Haut-Maine (1 carte).....	73
V. Romanovsky. — Oscillations de rivage et bathymétrie dans la région sud de la Baie du Roi (Spitzberg) (Pl. IV, 4 fig.).....	81
Pierre Pruvost. — Filons clastiques (Pl. V, 3 fig.).....	91
P. Lapadu-Hargues. — Sur les schistes cristallins de la région de Marvejols (Lozère) (1 carte).....	105

La gérante de la Soc. Géol. : M^{me} L. MÉMIN.